



Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos,
Canales y Puertos
UNIVERSIDAD DE CANTABRIA



EFFECTOS DE CAMBIOS DE NIVEL DEL TERRENO PROVOCADOS POR EVENTOS SÍSMICOS EN LA MORFODINÁMICA DE PLAYAS Y ESTUARIOS. ANÁLISIS DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI, CHILE

Trabajo realizado por:

Cristian Figueroa de la Hoz

Dirigido:

Raúl Medina Santamaría

Titulación:

**Máster Universitario en Costas y
Puertos**

Santander, septiembre de 2020

TRABAJO FINAL DE MASTER

EFFECTOS DE CAMBIOS DE NIVEL DEL TERRENO PROVOCADOS POR EVENTOS SÍSMICOS EN LA MORFODINÁMICA DE PLAYAS Y ESTUARIOS. ANÁLISIS DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI, CHILE

Autor: Cristian Figueroa de la Hoz

Director: Raúl Medina Santamaría

Convocatoria: septiembre de 2020

Palabras Clave: Terremotos, Variación del nivel del terreno, Variación del nivel del mar, Estuarios

Resumen

Los terremotos pueden generar cambios en el relieve, como elevaciones o descensos de terreno en las zonas aledañas a la ruptura del evento sísmico. Estos cambios pueden afectar a la dinámica de estuarios debido a la variación de cotas relativas al nivel del mar, lo que modifica el prisma de marea.

El 27 de febrero de 2010 a las 3:34 horas ocurrió un terremoto de magnitud 8.8 Mw, con epicentro en la zona central de Chile, provocado por la interacción por subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este evento sísmico generó un tsunami horas más tarde, que afectó diversos puntos de una longitud de costa aproximada de 500 km.

Una de las zonas más afectadas por la elevación del terreno producto del sismo y del posterior tsunami fue el estuario Tubul – Raqui, ubicado en la latitud 37.23° S. A partir de estudios de marea realizados antes y después del sismo, la elevación del terreno se estimó en 1.30 metros, en una zona donde el rango de marea astronómica en sicigias es de 1.90 m.

El objetivo de este trabajo es comparar las dinámicas de la playa y desembocadura del estuario Tubul – Raqui antes y después del alzamiento del terreno provocado por el terremoto del 27 de febrero de 2010. Para esto se analizó la variación de la dinámica marina y del estuario en la condición anterior y posterior al terremoto de 2010. Esto permitió elaborar un modelo morfodinámico de funcionamiento de la playa y del estuario.

Para la elaboración de este trabajo se utilizaron series de reanálisis de oleaje, de marea astronómica y de marea meteorológica desarrolladas por el Instituto de Hidráulica Ambiental IH Cantabria, y levantamientos topobatimétricos y datos de terreno facilitados por la Dirección

de Obras Portuarias del Ministerio de Obras Públicas de Chile. Se propagó el oleaje desde profundidades indefinidas hasta el punto de interés con el Sistema de Modelado Costero (SMC) de IHCantabria y se modeló la hidrodinámica del estuario con el módulo FLOW de Delft3D.



Ubicación (izquierda) y situación anterior (arriba) y posterior (abajo) al terremoto de 2010

El alzamiento del terreno provocado por el terremoto de 2010 generó una disminución de 89% del prisma de marea del estuario Tubul – Raquí respecto a la condición anterior, lo que modificó la morfodinámica del sistema playa – desembocadura debido a la alteración de la interacción entre las dinámicas de las corrientes por oleaje y la dinámica del estuario forzada por la marea.

Se observó que antes de febrero de 2010, la dinámica del sistema mantenía una playa y desembocadura de forma y ubicación estables, mientras que después del evento sísmico, la forma en planta y perfil de la playa cambió y la desembocadura ha tenido constantes cambios debido a la búsqueda de un nuevo equilibrio del sistema, y de intervenciones artificiales en la bocana para mejorar las condiciones de navegación.

En futuras intervenciones en la playa y desembocadura, es necesario considerar la nueva sección de equilibrio de la desembocadura del estuario, directamente relacionada con el nuevo volumen del prisma de marea que alimenta al estuario Tubul – Raquí.

EFFECTS OF TERRAIN LEVEL CHANGES CAUSED BY SEISMIC EVENTS ON THE MORPHODYNAMICS OF BEACHES AND ESTUARIES. ANALYSIS OF THE TUBUL - RAQUI ESTUARY, CHILE

Author: Cristian Figueroa de la Hoz

Director: Raúl Medina Santamaría

Call: September 2020

Keywords: Earthquakes, Terrain level change, Sea level change, Estuaries

Abstract

Earthquakes can generate changes in relief, such as elevations or descents of land in areas surrounding the rupture of the seismic event. These changes can affect the dynamics of estuaries due to the variation of ground level relative to sea level, which modifies the tidal prism.

On February 27, 2010 at 3:34 hours an earthquake of magnitude 8.8 Mw occurred with its epicenter in central Chile, caused by the interaction of the Nazca plate under the South American plate by subduction. This seismic event generated a tsunami hours later, which affected various points along a coastline of approximately 500 km.

One of the most affected areas by the elevation of land as a result of the earthquake and the subsequent tsunami was the Tubul - Raqui estuary, located at latitude 37.23° S. From tidal studies carried out before and after the earthquake, the elevation of land was estimated at 1.30 meters, in an area where the astronomical tidal range is 1.90 m.

The goal of this work is to compare the dynamics of beach and inlet of the Tubul – Raqui estuary before and after the uplift of ground caused by the earthquake of February 27, 2010. For this, variation of marine and estuary dynamics was analyzed in the condition before and after the 2010 earthquake. This made possible to develop a morphodynamic model of the functioning of beach and estuary.

For the elaboration of this work, series of wave reanalysis, astronomical tide and meteorological tide developed by the Institute of Environmental Hydraulics IHCantabria, and topobathymetric surveys and terrain data provided by the Department of Port Works of the Ministry of Public Works of Chile was available. Swell waves were propagated from indefinite depths to the point

of interest with the IHCantabria's Sistema de Modelado Costero (Coastal Modeling System, SMC in Spanish) and the hydrodynamics of the estuary was modeled with Delft3D-FLOW module.



Location (left) and situation before (above) and after (below) the 2010 earthquake

Uplift of land caused by the 2010 earthquake generated an 89% decrease in tidal prism of the Tubul – Raqui estuary with respect to the previous condition, which modified the morphodynamics of the beach – inlet system due to the alteration of interaction between wave currents dynamics and tidal-forced estuary dynamics.

It was observed that before February 2010, the dynamics of the system maintained a beach and inlet of stable shape and location, while after the seismic event, the plan and profile of the beach changed and inlet has had constant changes due to the search for a new balance in the system and artificial interventions in the inlet to improve navigation conditions.

In future interventions on the beach and inlet, it is necessary to consider the new equilibrium section of the estuary inlet, directly related to the new volume of tidal prism that feeds the Tubul – Raqui estuary.

Índice

1.	INTRODUCCIÓN	11
1.1.	Planteamiento de problema	11
1.2.	Objetivos del estudio	14
1.3.	Información utilizada	14
1.4.	Organización del estudio	15
2.	ANTECEDENTES Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	17
2.1.	Localización y morfología de la zona de estudio	17
2.2.	Evolución histórica de la zona de estudio	19
3.	DINÁMICA MARINA	25
3.1.	Nivel del mar	25
3.1.1.	Fuentes de datos	25
3.1.2.	Marea astronómica	25
3.1.3.	Marea meteorológica	26
3.1.4.	Variación del nivel del mar relativa al terreno producto del terremoto de 2010	28
3.2.	Oleaje	30
3.2.1.	Oleaje en profundidades indefinidas	30
3.2.2.	Oleaje en profundidades intermedias	37
3.2.3.	Oleaje en la zona de estudio	46
3.3.	Sistema de corrientes	53
3.4.	Conclusiones de la dinámica marina	58
4.	DINÁMICA LITORAL	60
4.1.	Introducción y metodología de análisis	60
4.2.	Perfil de equilibrio	61
4.3.	Planta de equilibrio	67
4.4.	Estados morfodinámicos	71

4.5.	Conclusiones de la dinámica litoral	73
5.	DINÁMICA ESTUARINA	75
5.1.	Metodología de análisis	75
5.2.	Prisma de marea y sección de desembocadura	75
5.3.	Conclusiones de la dinámica estuarina	85
6.	MODELO MORFODINÁMICO DE FUNCIONAMIENTO	86
7.	CONCLUSIONES	88
8.	AGRADECIMIENTOS	88
9.	REFERENCIAS	89

Figuras

FIGURA 1.1. UBICACIÓN DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI	11
FIGURA 1.2. ESTUARIO TUBUL – RAQUI	12
FIGURA 1.3. PARTE BAJA DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI	12
FIGURA 1.4. PARTE BAJA DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI	13
FIGURA 2.1. UBICACIÓN DE ZONA DE ESTUDIO	17
FIGURA 2.2. TOPONIMIA DE ZONA DE ESTUDIO	18
FIGURA 2.3. VISTA AÉREA DEL ESTUARIO TUBUL – RAQUI	18
FIGURA 2.4. ORTOFOTOS DE FEBRERO DE 2006 (ARRIBA) Y DE SEPTIEMBRE DE 2007 (ABAJO)	19
FIGURA 2.5. ORTOFOTOS DE OCTUBRE DE 2009 (ARRIBA), ABRIL DE 2010 (CENTRO) Y DE AGOSTO DE 2011 (ABAJO)	21
FIGURA 2.6. ORTOFOTOS DE ENERO DE 2012 (ARRIBA) Y DE ENERO DE 2013 (ABAJO)	22
FIGURA 2.7. ORTOFOTOS DE FEBRERO DE 2016 (ARRIBA) Y DE MARZO DE 2018 (ABAJO)	23
FIGURA 2.8. ORTOFOTO DE DICIEMBRE DE 2019 (ARRIBA) Y DE JULIO DE 2020 (ABAJO)	24
FIGURA 3.1. UBICACIÓN DE NODO DE GENERACIÓN DE MAREAS	25
FIGURA 3.2. SERIE DE MAREA ASTRONÓMICA	26
FIGURA 3.3. SERIE DE MAREA METEOROLÓGICA	27
FIGURA 3.4. RÉGIMEN MEDIO DE MAREA METEOROLÓGICA	27
FIGURA 3.5. RÉGIMEN EXTREMAL DE MAREA METEOROLÓGICA	28
FIGURA 3.6. ESTACIONALIDAD DE LA MAREA METEOROLÓGICA	28
FIGURA 3.7. UBICACIÓN DE PUNTOS DE REFERENCIA COMPARADOS	30
FIGURA 3.8. UBICACIÓN DE NODO DE REANÁLISIS	31
FIGURA 3.9. ROSAS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICATIVA (ARRIBA) Y PERIODO DE PICO (ABAJO)	32
FIGURA 3.10. RÉGIMEN MEDIO DE ALTURA DE OLA SIGNIFICATIVA (IZQUIERDA) Y DE PERIODO DE PICO (DERECHA)	34
FIGURA 3.11. ROSAS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICATIVA (IZQUIERDA) Y PERIODO DE PICO (DERECHA) PARA VERANO (ARRIBA) E INVIERNO (ABAJO)	34
FIGURA 3.12. RÉGIMEN MEDIO DE ALTURA DE OLA SIGNIFICATIVA (IZQUIERDA) Y PERIODO DE PICO (DERECHA) PARA VERANO (ARRIBA) E INVIERNO (ABAJO)	35
FIGURA 3.13. RÉGIMEN EXTREMAL SEGÚN MÉTODO GEV (ARRIBA) Y POT CON UMBRAL DEL 99.5% (ABAJO)	36
FIGURA 3.14. DISTRIBUCIÓN CONJUNTA DE HS VS TP	37
FIGURA 3.15. ESQUEMA DE PROPAGACIÓN DE OLEAJE DESDE AGUAS PROFUNDAS HASTA LA ZONA DE ESTUDIO	38
FIGURA 3.16. BATIMETRÍA ANTES (ARRIBA) Y DESPUÉS (ABAJO) DEL TERREMOTO DE FEBRERO DE 2010	39
FIGURA 3.17. MALLAS GENERADAS PARA PROPAGACIÓN HASTA AGUAS INTERMEDIAS	40
FIGURA 3.18. ISOLÍNEAS Y VECTORES DE ALTURA DE OLA PARA HS=2.52 M, TP=10.3 S, DIR.: 225.4°, ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL TERREMOTO DE 2010	41
FIGURA 3.19. ISOLÍNEAS Y VECTORES DE ALTURA DE OLA PARA HS=5.90 M, TP=19.6 S, DIR.: 225.5°, ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL TERREMOTO DE 2010	42
FIGURA 3.20. ISOLÍNEAS Y VECTORES DE ALTURA DE OLA PARA HS=1.82 M, TP=9.2 S, DIR.: 319.0°, ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL TERREMOTO DE 2010	43
FIGURA 3.21. ISOLÍNEAS Y VECTORES DE ALTURA DE OLA PARA HS=5.66 M, TP=9.3 S, DIR.: 323.5°, ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL TERREMOTO DE 2010	44
FIGURA 3.22. ROSAS DE ALTURA DE OLA SIGNIFICATIVA (IZQUIERDA) Y PERIODO DE PICO (DERECHA) PARA RECONSTRUCCIÓN EN SITUACIÓN ANTERIOR (ARRIBA) Y POSTERIOR (ABAJO) AL TERREMOTO DE 2010	45
FIGURA 3.23. BATIMETRÍAS DE MARZO DE 2008 (ARRIBA), MAYO DE 2010 Y JUNIO DE 2020 (ABAJO)	47
FIGURA 3.24. MALLAS GENERADAS PARA PROPAGACIÓN HASTA LA PLAYA DE TUBUL	48

FIGURA 3.25. PROPAGACIÓN DE HS=0.50 M, TP=14.3 S, DIR.: 315° EN BAJAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	49
FIGURA 3.26. PROPAGACIÓN DE HS=0.50 M, TP=14.3 S, DIR.: 315° EN PLEAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	50
FIGURA 3.27. PROPAGACIÓN DE HS=2.74 M, TP=15.5 S, DIR.: 315° EN BAJAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	51
FIGURA 3.28. PROPAGACIÓN DE HS=2.74 M, TP=15.5 S, DIR.: 315° EN PLEAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	52
FIGURA 3.29. CORRIENTES PARA HS=0.50 M, TP=14.3 S, DIR.: 315° EN BAJAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	54
FIGURA 3.30. CORRIENTES PARA HS=0.50 M, TP=14.3 S, DIR.: 315° EN PLEAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	55
FIGURA 3.31. PROPAGACIÓN DE HS=2.74 M, TP=15.5 S, DIR.: 315° EN BAJAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	56
FIGURA 3.32. PROPAGACIÓN DE HS=2.74 M, TP=15.5 S, DIR.: 315° EN PLEAMAR EN MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y JUNIO DE 2020 (DERECHA)	57
FIGURA 4.1. UBICACIÓN DE PERFIL TRANSVERSAL REPRESENTATIVO	62
FIGURA 4.2. PERFILES TRANSVERSALES REPRESENTATIVOS DE CADA BATIMETRÍA	63
FIGURA 4.3. PERFILES TRANSVERSALES REPRESENTATIVOS RESPECTO A NRS DE 2010	63
FIGURA 4.4. MODELO DE PERFIL DE EQUILIBRIO DE DOS TRAMOS. FUENTE: BERNABEU <i>ET AL.</i> (2003)	64
FIGURA 4.5. INFLUENCIA DE BAJOS EXTERIORES EN PLAYA TUBUL ANTES DEL TERREMOTO DE 2010	65
FIGURA 4.6. AJUSTE DE PERFIL DE EQUILIBRIO PARA BATIMETRÍA DE MAYO DE 2010	66
FIGURA 4.7. AJUSTE DE PERFIL DE EQUILIBRIO PARA BATIMETRÍA DE JUNIO DE 2020	66
FIGURA 4.8. FRENTES DE OLAJE MEDIO QUE SE PROPAGAN A LA COSTA DEL GOLFO DE ARAUCO	67
FIGURA 4.9. AJUSTE DE PLANTAS DE EQUILIBRIO DE PLAYA DEL GOLFO DE ARAUCO	68
FIGURA 4.10. SUPERFICIE LIBRE ANTES (IZQUIERDA) Y DESPUÉS (DERECHA) DEL TERREMOTO DE 2010	69
FIGURA 4.11. AJUSTE DE PLANTA DE EQUILIBRIO PARA SITUACIÓN DE 2008	69
FIGURA 4.12. AJUSTE DE PLANTA DE EQUILIBRIO PARA SITUACIÓN DE 2011	70
FIGURA 4.13. AJUSTE DE PLANTA DE EQUILIBRIO PARA SITUACIÓN DE 2018	71
FIGURA 4.14. UBICACIÓN DE MUESTRAS DE SEDIMENTO	72
FIGURA 4.15. DISTRIBUCIÓN DE ESTADOS MORFODINÁMICOS PARA $D_{50}=0.23$ MM (IZQUIERDA) Y $D_{50}=0.50$ MM (DERECHA)	73
FIGURA 5.1. BATIMETRÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO PARA MODELO HIDRODINÁMICO DE 2008	76
FIGURA 5.2. UBICACIÓN DE MAREÓGRAFOS PARA CALIBRACIÓN DE MODELOS	77
FIGURA 5.3. NIVEL DEL MAR Y SUPERFICIE LIBRE PARA ESCENARIO 2008	78
FIGURA 5.4. NIVEL DEL MAR Y SUPERFICIE LIBRE PARA ESCENARIO 2010	78
FIGURA 5.5. VOLUMEN DE AGUA QUE PASA POR LA DESEMBOCADURA ANTES DEL TERREMOTO DE 2010	81
FIGURA 5.6. VOLUMEN DE AGUA QUE PASA POR LA DESEMBOCADURA DESPUÉS DEL TERREMOTO DE 2010	81
FIGURA 5.7. SECCIÓN DE DESEMBOCADURA DE BATIMETRÍAS DE MARZO DE 2008 (IZQUIERDA), MAYO DE 2010 (CENTRO) Y MARZO DE 2018 (DERECHA)	84
FIGURA 6.1. ESQUEMA DE MODELO MORFODINÁMICO ANTERIOR AL TERREMOTO DE 2010	86
FIGURA 6.2. ESQUEMA DE MODELO MORFODINÁMICO POSTERIOR AL TERREMOTO DE 2010	87

Tablas

TABLA 3.1. TABLA DE ENCUENTRO DE OLEAJE EN PROFUNDIDADES INDEFINIDAS	33
TABLA 3.2. TABLAS DE ENCUENTRO DE OLEAJE EN PROFUNDIDADES INTERMEDIAS PARA SITUACIÓN ANTERIOR Y POSTERIOR AL TERREMOTO DE 2010 Y DIFERENCIAS	46
TABLA 4.1. PROFUNDIDAD DE CIERRE PARA CADA BATIMETRÍA	62
TABLA 5.1. PARÁMETROS DE CALIBRACIÓN DE EJECUCIONES DEL MODELO	77
TABLA 5.2. ÍNDICES DE BONDAD DE AJUSTE DE ESCENARIOS 2008 Y 2010	80
TABLA 5.3. PRISMA DE MAREA Y PROPORCIÓN RESPECTO A ESCENARIO 2008	82
TABLA 5.4. SECCIONES DE DESEMBOCADURA Y PROPORCIÓN RESPECTO A ESCENARIO 2008	82
TABLA 5.5. SECCIONES DE DESEMBOCADURA SEGÚN O'BRIEN (1969)	83

1. Introducción

1.1. Planteamiento de problema

Los terremotos pueden generar cambios en el relieve, como elevaciones o descensos de terreno en las zonas aledañas a la ruptura del evento sísmico. Estos cambios pueden afectar a la dinámica de estuarios debido a la variación de cotas relativas al nivel del mar, lo que modifica el prisma de marea.

El 27 de febrero de 2010 a las 3:34 horas ocurrió un terremoto de magnitud 8.8 Mw, con epicentro en la zona central de Chile, provocado por la interacción por subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este evento sísmico generó un tsunami horas más tarde, que afectó diversos puntos de una longitud de costa aproximada de 500 km.

Una de las zonas más afectadas por la elevación del terreno producto del sismo y del posterior tsunami fue el estuario Tubul – Raqui, ubicado en el extremo sur del golfo de Arauco. En la Figura 1.1 se muestra su localización en la costa chilena.

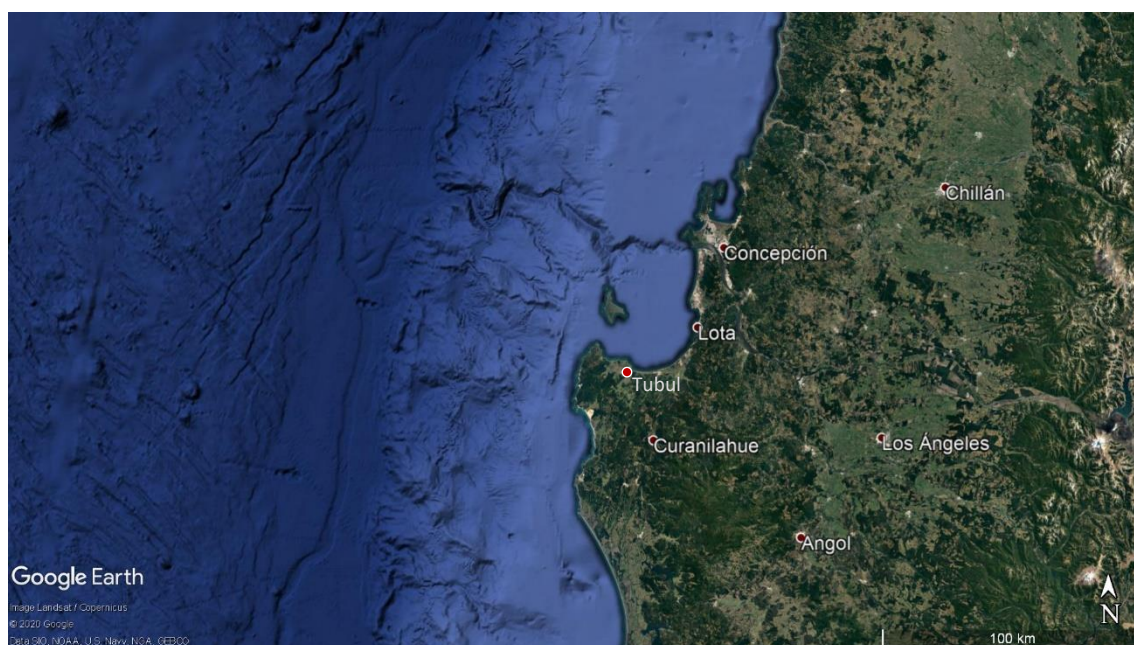


Figura 1.1. Ubicación del estuario Tubul – Raqui

El estuario Tubul – Raqui es uno de los humedales costeros más grandes de la zona centro sur del país, con una superficie de 3200 hectáreas. Posee una gran variedad de aves migratorias en

período primaveral, alberga yacimientos fosilíferos y sitios arqueológicos. En la Figura 1.2 se muestra gran parte de su extensión y en la Figura 1.3 se presenta la parte baja y la desembocadura del estuario.

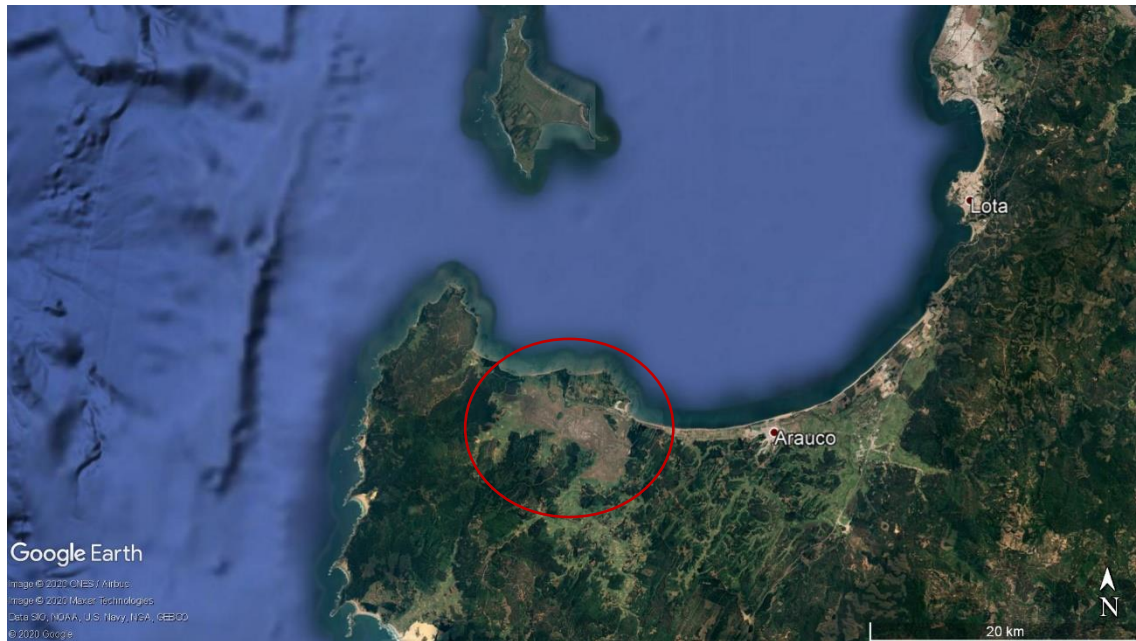


Figura 1.2. Estuario Tubul – Raquí

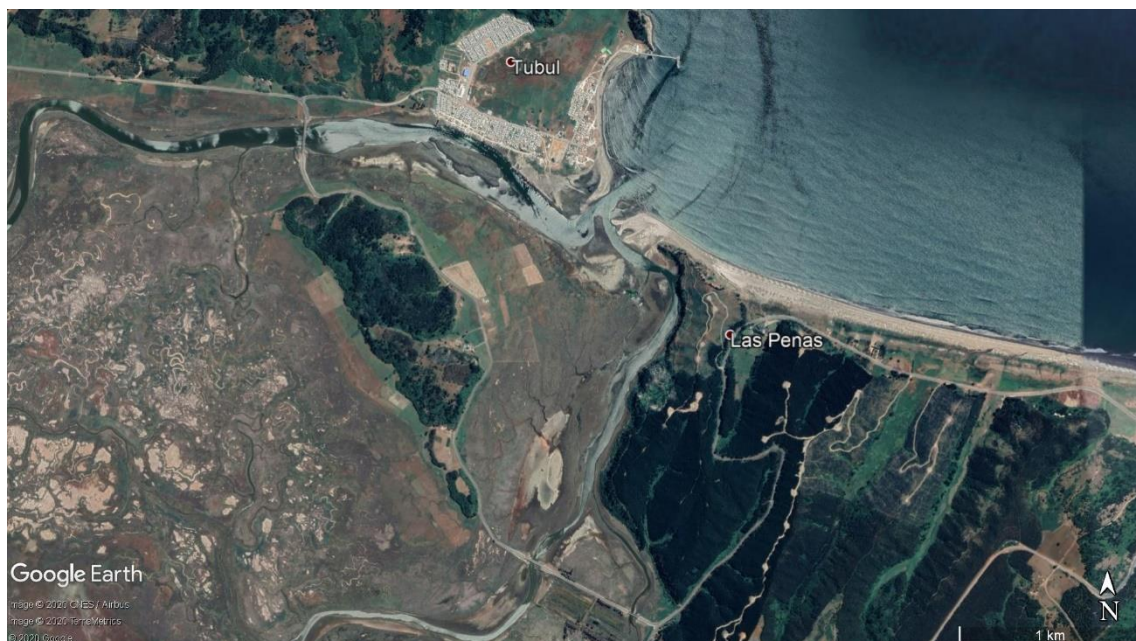


Figura 1.3. Parte baja del estuario Tubul – Raquí

Según un estudio encargado por la Dirección de Obras Portuarias del Ministerio de Obras Públicas de Chile para estimar las variaciones del terreno producto del terremoto, en una

localidad llamada Llico, ubicada a 12 km al noroeste de Tubul, la elevación del terreno se estimó en 1.33 metros. Por otro lado, según informa el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile en sus Tablas de Marea, el rango de marea astronómica en sicigias en el sector es de 1.90 m.

La combinación de estos efectos, sumado a los impactos por el ingreso de la onda del tsunami, modificaron las condiciones morfodinámicas y de hábitat del estuario. Además, estos cambios en la geografía impactaron negativamente en la economía de la zona, primero por los daños generados por el tsunami, y luego debido a que la disponibilidad del alga “pelillo” (*Gracilaria chilensis*), principal fuente de ingresos de la población del sector, disminuyó drásticamente por la variación del prisma de marea. Se suma a esto la pérdida de calado en la desembocadura, canal por el que circulan embarcaciones de pesca artesanal, por lo que fue necesario construir un pantalán en el extremo norte de la playa de Tubul para atender a las naves de mayor tamaño. Sin embargo, esta situación provocó la pérdida de la zona de fondeo, que se ubicaba aguas arriba de la desembocadura.



Figura 1.4. Parte baja del estuario Tubul – Raqui

1.2. Objetivos del estudio

El objetivo general de este trabajo es comparar las dinámicas de la playa y desembocadura del estuario Tubul – Raqui antes y después del alzamiento del terreno provocado por el terremoto del 27 de febrero de 2010.

Como objetivos específicos se establecen los siguientes:

- Analizar la variación de la dinámica marina asociada al oleaje y a la marea astronómica global y local en la condición anterior y posterior al terremoto de 2010, y en la situación actual.
- Analizar la variación de la dinámica estuarina en la condición anterior y posterior al terremoto de 2010, y en la situación actual.
- Elaborar un modelo morfodinámico de funcionamiento de la playa y del estuario y evaluar los cambios provocados por el terremoto y tsunami de 2010 hasta la actualidad.

1.3. Información utilizada

Para la elaboración del presente trabajo se ha contado con la siguiente información:

- Fotografías del sector en distintos años
- Levantamientos topobatimétricos de marzo de 2008 (pre terremoto), mayo de 2010 (post terremoto) y de junio de 2020
- Cartas náuticas del golfo de Arauco, del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile
- Series de reanálisis de oleaje, de marea astronómica y de marea meteorológica, Instituto de Hidráulica Ambiental IHCantabria

- Controles batimétricos mensuales del dragado de la desembocadura del estuario Tubul – Raqui, ejecutados en 2019
- Mediciones de mareógrafos de enero de 2008 y mayo-junio de 2010
- Aforos de ríos Tubul y Raqui de enero de 2008
- Mediciones de correntómetros y derivadores de enero de 2008
- Granulometrías de playa y de ríos Tubul y Raqui, de 2005 y 2008

1.4. Organización del estudio

Este documento se ha organizado en capítulos y anexos donde se describe la correspondiente morfología, dinámica marina, dinámica litoral y dinámica estuarina, presentados del siguiente modo:

Capítulo 2. Antecedentes y descripción de la zona de estudio, en el que se describe de forma global los elementos morfológicos más relevantes de la zona de estudio en su configuración actual y su evolución histórica.

Capítulo 3. Dinámica marina, en el que primero se describen los regímenes direccionales de oleaje en profundidades indefinidas, posteriormente el método para propagar a la costa y transformar los regímenes en puntos de interés y, finalmente, cómo se calculan los sistemas de corrientes en la costa.

Capítulo 4. Dinámica litoral, donde se analiza la estabilidad de la playa mediante el análisis en el largo plazo, en la condición previa y posterior al terremoto y tsunami de 2010. Con esta información se plantea el modelo morfodinámico de funcionamiento de la playa.

Capítulo 5. Dinámica estuarina, donde se analiza la hidrodinámica del estuario en la condición previa y posterior al alzamiento de terreno provocado por el terremoto de 2010. Con esta información se plantea el modelo morfodinámico de funcionamiento del estuario.

Capítulo 6. Modelo morfodinámico de funcionamiento de la playa y del estuario, donde se detallan los principales patrones que rigen el comportamiento de la playa y del estuario antes y después del alzamiento del terreno.

Capítulo 7. Conclusiones.

2. Antecedentes y descripción de la zona de estudio

2.1. Localización y morfología de la zona de estudio

El estuario Tubul – Raqui se ubica en la costa de Chile, 500 km al sur de su ciudad capital, Santiago, en las coordenadas latitud 37.23° S, longitud 73.4° W. Corresponde a un estuario aluvial de aproximadamente 3200 hectáreas que desemboca al golfo de Arauco, como se presenta en la Figura 2.1.

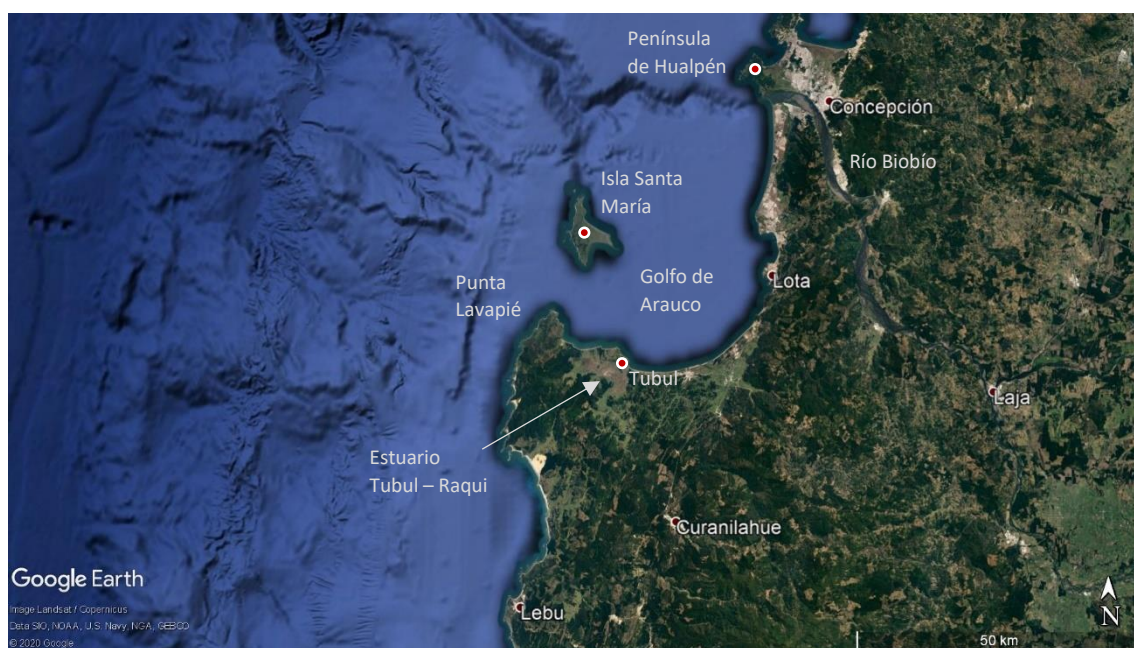


Figura 2.1. Ubicación de zona de estudio

La desembocadura del estuario Tubul – Raqui se ubica en el extremo poniente de una playa de 26 km de longitud, definida por las dinámicas del golfo de Arauco, área semicerrada limitada por el norte por la península de Hualpén y por el sur por Punta Lavapié. Se destaca en su interior la presencia de la isla Santa María, accidente geográfico que condiciona los oleajes que inciden en la costa del golfo.

La principal playa del golfo está limitada por el norte por Laraquete, localidad donde desemboca el río Cruces, y por el suroeste, limitada por Tubul. En su parte central, se destaca la presencia de la desembocadura del río Carampangue.



Figura 2.2. Toponimia de zona de estudio

El estuario Tubul – Raquí debe su nombre a los dos brazos principales que descargan al golfo; por el norte, el río Tubul y por el sur, el río Raquí. La confluencia de estos ríos y su desembocadura está limitada por la zona urbana de Tubul y por el cabo de Las Peñas.

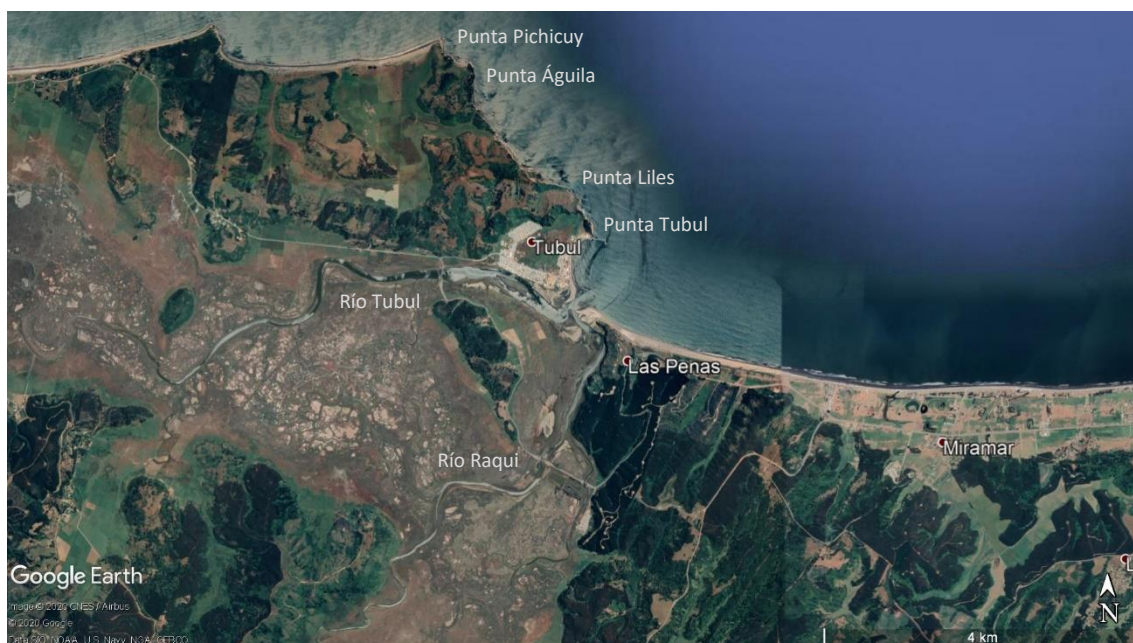


Figura 2.3. Vista aérea del estuario Tubul – Raquí

2.2. Evolución histórica de la zona de estudio

En la primera década del siglo XXI se observa una playa frente a la zona urbana de Tubul de aproximadamente 10 metros de ancho en bajamar, limitada por escolleras de protección. La forma de la playa está definida por la difracción que genera la presencia de la Punta Tubul. Los ríos Tubul y Raqui confluyen a una desembocadura que descarga de forma perpendicular a la línea de costa, observándose la presencia de barras laterales. La dinámica de esta desembocadura está limitada por el sur por el cabo de Las Peñas.



Figura 2.4. Ortofotos de febrero de 2006 (arriba) y de septiembre de 2007 (abajo)

El terremoto del 27 de febrero de 2010 generó un alzamiento del terreno de aproximadamente 1.30 metros en la zona de estudio, lo que provocó un desplazamiento de la línea de costa hacia el este de entre 150 y 170 metros, avance limitado por el norte por la presencia de la Punta Tubul. El avance de la línea de costa frente al cabo de Las Peñas fue de entre 30 y 60 metros aproximadamente. En la Figura 2.5 se muestra la comparación entre la situación previa y posterior al terremoto.





Figura 2.5. Ortofotos de octubre de 2009 (arriba), abril de 2010 (centro) y de agosto de 2011 (abajo)

Además del avance en la línea de costa, el alzamiento del terreno indujo cambios significativos en la dinámica del estuario, lo que se observa en las imágenes posteriores al terremoto y tsunami de 2010, que muestran cambios en la posición de la desembocadura respecto a la situación anterior al sismo. La posición de la boca de salida del estuario no se había visto modificada desde por lo menos el año 2000, fecha desde la que se cuenta con imágenes satelitales del sector.





Figura 2.6. Ortofotos de enero de 2012 (arriba) y de enero de 2013 (abajo)

Entre los años 2013 y 2014 se construyó una explanada y pantalán en el extremo norte de la playa de Tubul. Al final de su construcción se observa que la desembocadura había recuperado su posición anterior a la del 2012, condición que se mantuvo hasta el año 2019 cuando se modificó artificialmente el trazado de la desembocadura, abriéndola perpendicular a la línea de costa.



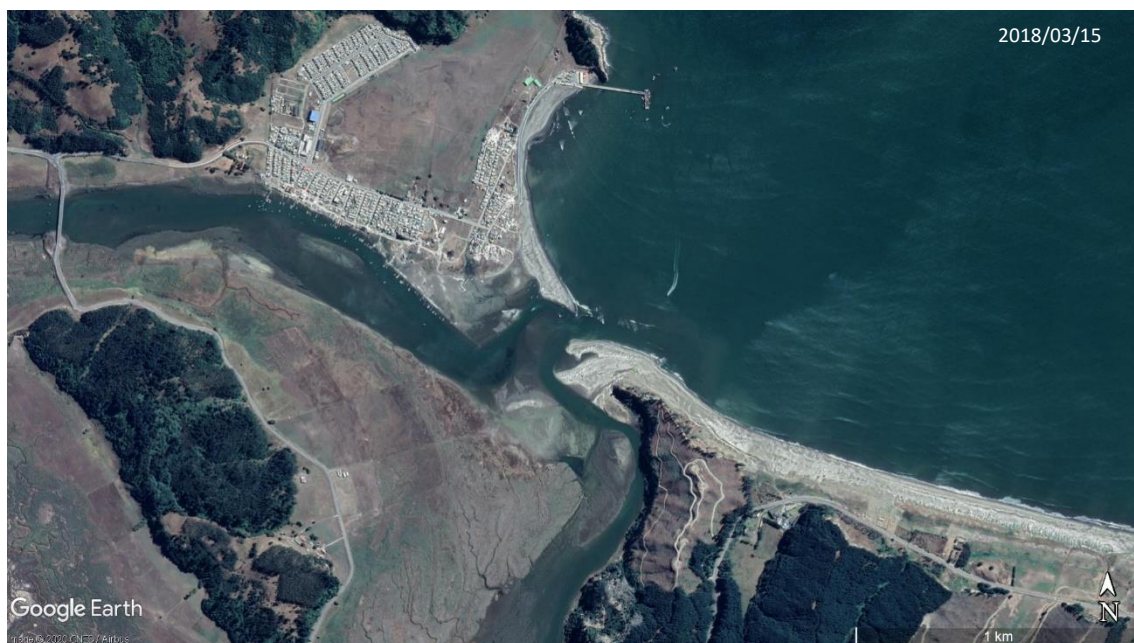


Figura 2.7. Ortofotos de febrero de 2016 (arriba) y de marzo de 2018 (abajo)





Figura 2.8. Ortofoto de diciembre de 2019 (arriba) y de julio de 2020 (abajo)

3. Dinámica marina

3.1. Nivel del mar

3.1.1. Fuentes de datos

Para la caracterización del nivel de marea astronómica en la zona de estudio se utilizó la base de datos GOT (Global Ocean Tide), y para la marea meteorológica, se empleó la base de datos GOS (Global Ocean Surges), ambas desarrolladas por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, IH Cantabria.

La serie de 61 años de datos fue generada en un punto ubicado en las coordenadas latitud: 37.1373° S, longitud: 73.5° W, a una distancia aproximada de 12 km al noroeste de la zona de estudio.



Figura 3.1. Ubicación de nodo de generación de mareas

3.1.2. Marea astronómica

Para evaluar la diferencia entre el nivel de bajamar con el de pleamar, se estimó el rango de marea astronómica calculando la media multianual de máximos mensuales, obteniendo un valor

de 1.72 m. En el caso de la media multianual de máximos anuales, se tiene un rango de marea astronómica de 1.89 m.

La serie de marea astronómica utilizada se muestra en la Figura 3.2.

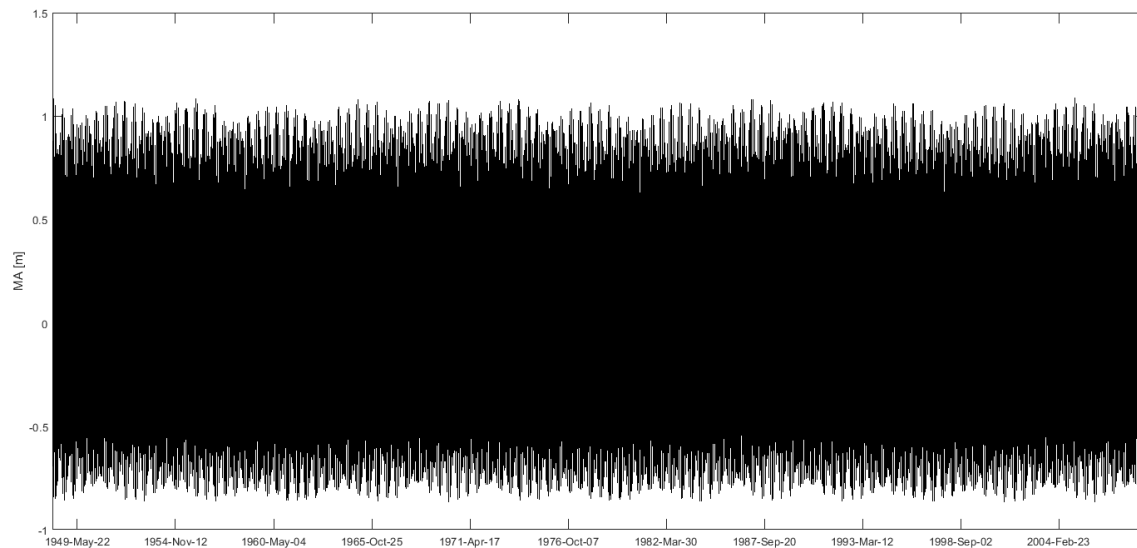


Figura 3.2. Serie de marea astronómica

3.1.3. Marea meteorológica

Como se muestra en la Figura 3.3 y en la Figura 3.4, la serie de marea meteorológica comprende un rango de aproximadamente 50 cm, provocando un aumento del nivel del mar de 9 cm para un percentil del 95%. Según el régimen extremal de la Figura 3.5, generado a partir de un análisis de excedencias de máximos anuales, con un periodo de retorno de 2 años se presenta un aumento del nivel del mar de aproximadamente 25 cm, eventos que se asocian a temporales que ocurren principalmente en los meses de invierno del hemisferio sur, como se muestra en la Figura 3.6.

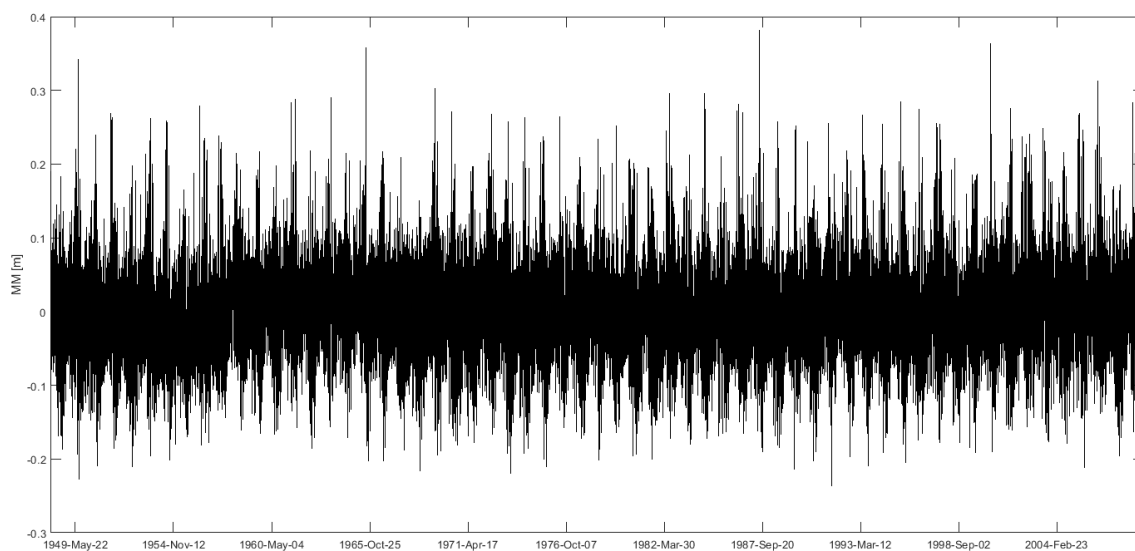


Figura 3.3. Serie de marea meteorológica

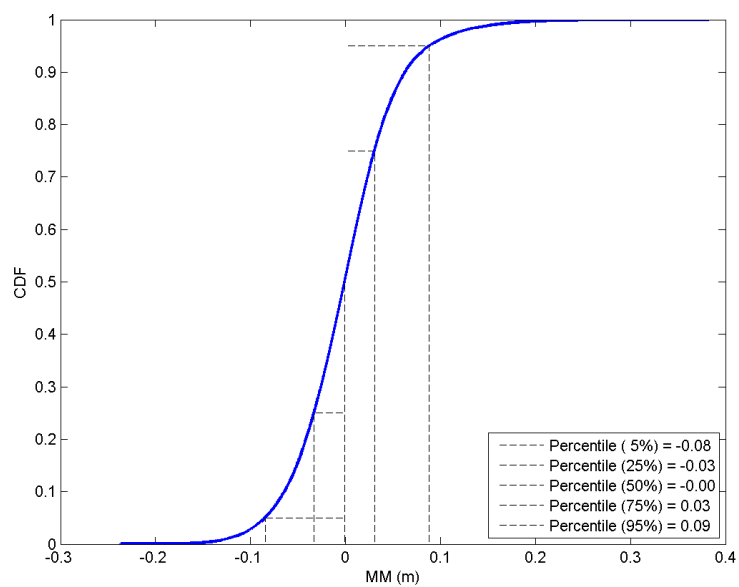


Figura 3.4. Régimen medio de marea meteorológica

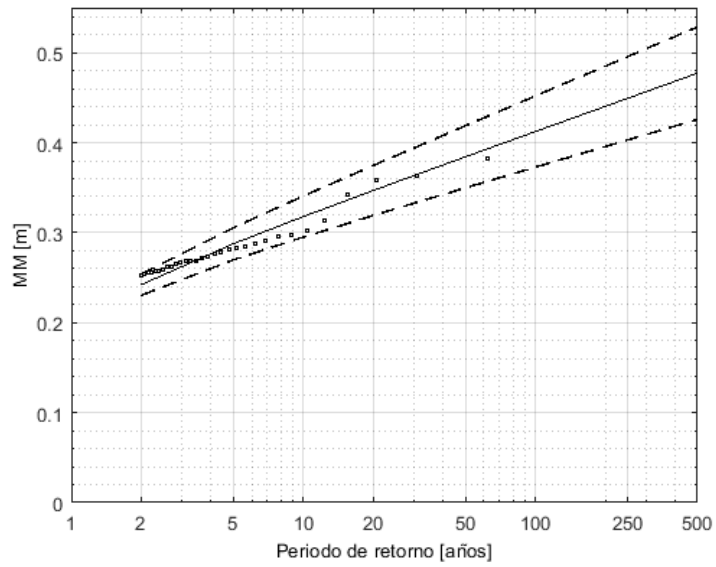


Figura 3.5. Régimen extremal de marea meteorológica

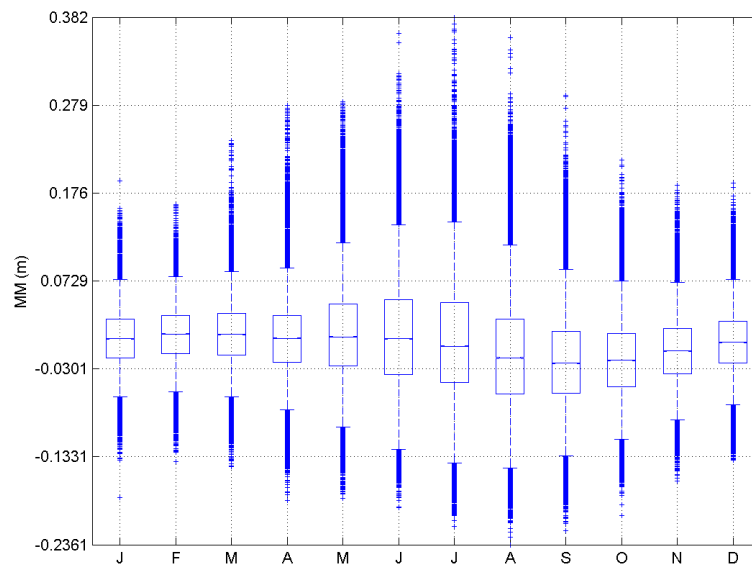


Figura 3.6. Estacionalidad de la marea meteorológica

3.1.4. Variación del nivel del mar relativa al terreno producto del terremoto de 2010

Una forma de estimar variaciones verticales del terreno es relacionarlas con el nivel del mar cercano al punto de interés, a través de estudios de mareas ejecutados antes y después de un movimiento vertical de la masa de suelo, provocado, por ejemplo, por un terremoto.

El nivel absoluto de la marea depende de agentes externos a la masa de suelo aledaña al océano o a los cuerpos de agua conectados al mismo, por lo tanto, los niveles extremos de la marea estimados antes y después de un movimiento vertical del terreno pueden ser vinculados a una coordenada del espacio y se puede asignar a estos niveles una cota relativa.

Para cada uno de los dos instantes (pre y post movimiento sísmico) se estimó un Nivel de Reducción de Sondas (NRS), que internacionalmente se reconoce como un plano tan bajo que la marea rara vez descienda bajo él. Para la costa chilena, el NRS se adopta como el plano determinado por la mayor bajamar en sicigias estando la Luna en el perigeo. Si el periodo entre mediciones de mareas es lo suficientemente corto, es posible suponer que no existen cambios en el nivel del mar producto de, por ejemplo, aumento del volumen de la masa de agua por cambio climático. Por lo tanto, la diferencia entre estos dos NRS se deberá a un alzamiento o una subsidencia cosísmica, según corresponda.

Del estudio “Prefactibilidad Construcción Infraestructura Portuaria Caleta Tubul, Comuna de Arauco” (MOP, 2009) se extrae un estudio de mareas ejecutado en enero de 2008, definiendo un Nivel de Reducción de Sondas para el sector, al cual se enlazaron Puntos de Referencia de levantamientos topográficos y batimétricos realizados en la misma campaña.

Del estudio “Diseño de Ingeniería Construcción Infraestructura Portuaria Caleta Tubul” (MOP, 2011) se desprende un estudio de mareas ejecutado entre mayo y junio de 2010 en la desembocadura del río Tubul. Se definió un nuevo Nivel de Reducción de Sondas para Tubul, enlazado a Puntos de Referencia monumentados en el sector.

De cada uno de los dos levantamientos topográficos se compararon cotas de Puntos de Referencia ubicados en zonas que no fueron afectadas por el transporte de material arrastrado por el tsunami posterior al terremoto del 27 de febrero de 2010. La ubicación de estos puntos corresponde a una zona alta dentro de los límites del estuario, por donde pasa un camino que no sufrió daños en el evento.

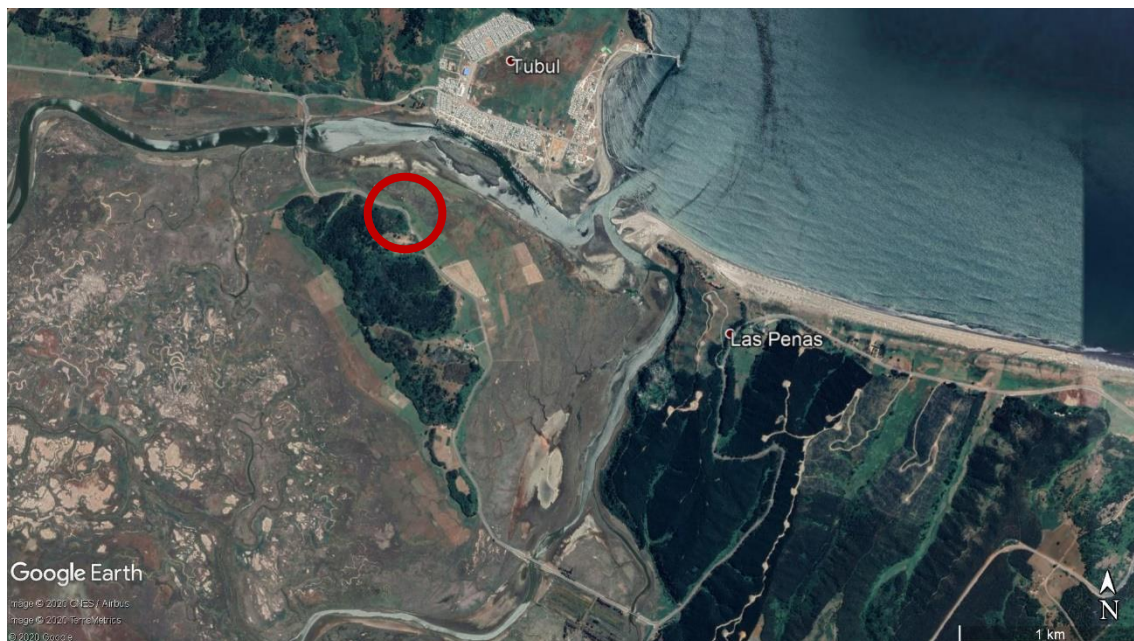


Figura 3.7. Ubicación de puntos de referencia comparados

De acuerdo al levantamiento realizado en 2008, en el borde de un tramo del camino se presentaba una elevación constante de +4.60 m sobre el NRS. Comparando con las cotas actuales del tramo de camino, se infiere que el terreno se elevó aproximadamente 1.30 metros.

Este valor fue confirmado al comparar cotas del levantamiento de 2008 con el de 2010, de algunos tramos de solera de calles de la zona urbana de Tubul que no fueron afectadas por el terremoto, observando variaciones menores a 10 cm respecto al valor obtenido a partir de la comparación de los Puntos de Referencia monumentados.

3.2. Oleaje

3.2.1. Oleaje en profundidades indefinidas

La información de clima marítimo disponible para el estudio corresponde a la serie de reanálisis de oleaje GOW (Global Ocean Waves) sintetizada por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, IH Cantabria. Estos datos de oleaje se han generado en base al modelo WaveWatch3 de la NOAA, contando con una extensión de 41 años de datos en un punto ubicado en las coordenadas latitud: 37.00° S, longitud: 73.75° W, correspondiente a una profundidad de

500 metros. Este nodo se encuentra aproximadamente a 38 km al noroeste de la zona de estudio.

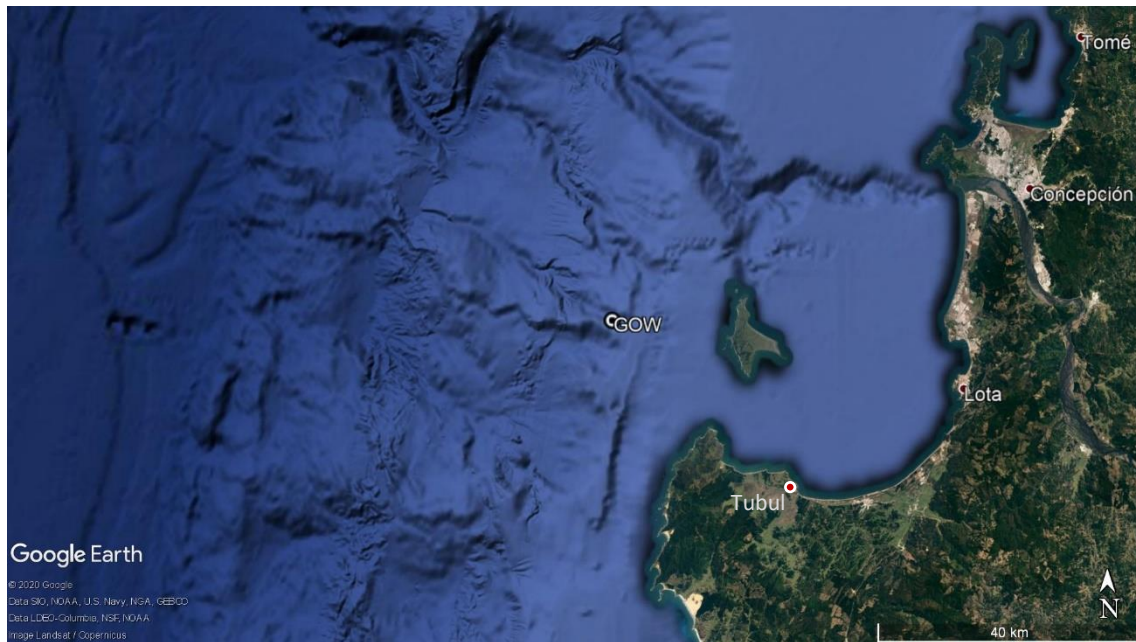


Figura 3.8. Ubicación de nodo de reanálisis

La información de este nodo se divide en 360839 estados de mar de una hora de duración.

En la Figura 3.9 se puede observar que el oleaje en profundidades indefinidas proviene principalmente de la mitad superior del tercer cuadrante y en menor medida del cuarto cuadrante, concentrando el 93.6% de los estados de mar en las direcciones SW, WSW y W. En la Tabla de encuentro se muestra la distribución de oleaje por direcciones, altura significativa de ola correspondiente al 50% de ocurrencia y un oleaje de tormenta asociado a una probabilidad de superación de 12 horas en un año, además de sus periodos de pico respectivos.

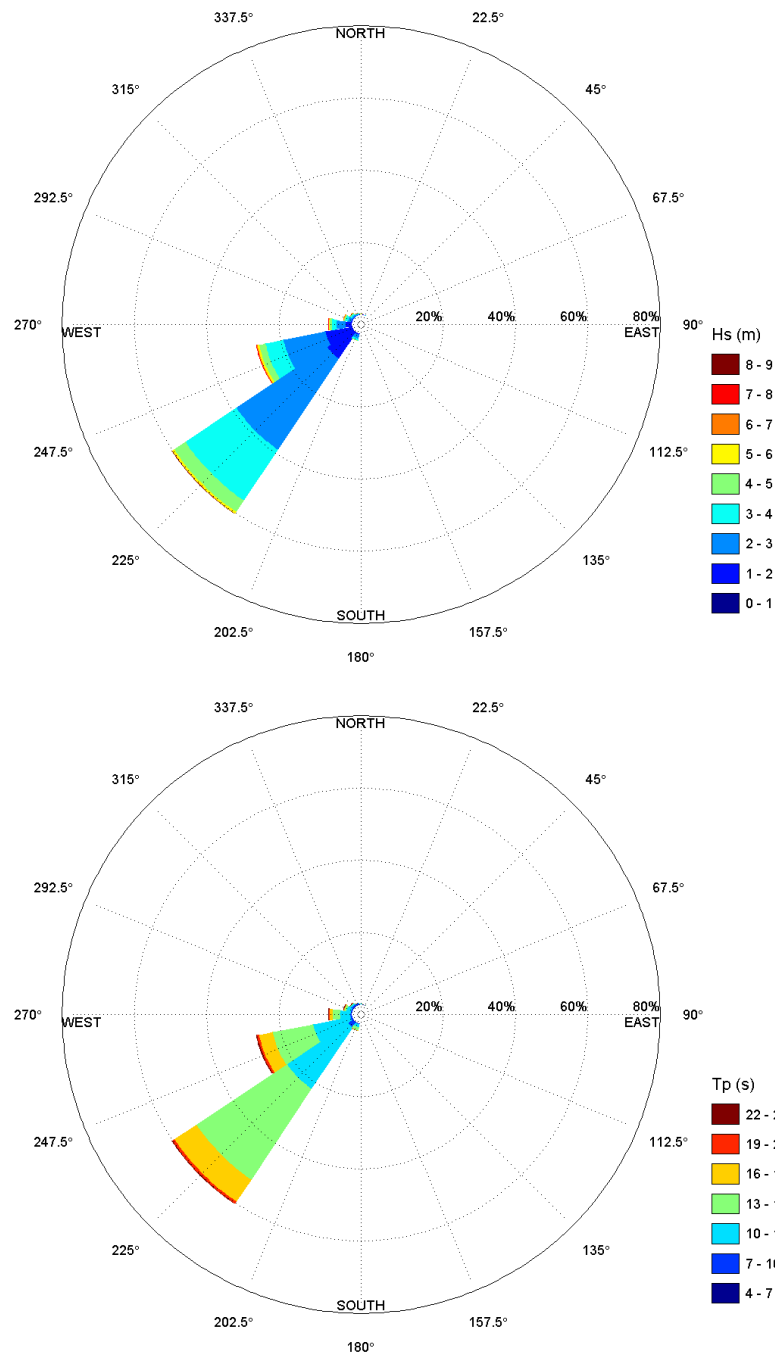


Figura 3.9. Rosas de altura de ola significativa (arriba) y periodo de pico (abajo)

Tabla 3.1. Tabla de encuentro de oleaje en profundidades indefinidas

Dirección	Ocurrencia	Hs 50% [m]	Ts 50% [s]	Hs12 [m]	Ts12 [s]
N	0.2%	3.43	8.3	7.60	11.1
NNE	0.0%	2.70	7.2	3.49	7.9
NE	0%	0	0	0	0
ENE	0%	0	0	0	0
E	0%	0	0	0	0
ESE	0%	0	0	0	0
SE	0%	0	0	0	0
SSE	0%	0	0	0	0
S	0%	0	0	0	0
SSW	2.0%	2.66	13.1	4.86	12.5
SW	60.3%	2.71	13.6	6.06	16.7
WSW	26.9%	2.43	13.6	6.95	16.7
W	6.4%	2.55	12.7	6.65	15.5
WNW	2.4%	3.01	11.7	6.44	12.6
NW	1.2%	3.23	10.2	6.46	10.6
NNW	0.6%	3.26	8.7	6.90	10.8
Total	100%	2.65	13.4	6.54	15.7

De la Tabla 3.1 se observa que las mayores alturas de ola provienen del cuarto cuadrante, con valores de altura significativa superiores a 3 m en el caso de oleaje medio y superiores a 6.4 m para oleajes de temporal. Los mayores periodos de pico se presentan en el tercer cuadrante, con valores superiores a 13 s para oleaje medio y superiores a 15 s para oleajes de temporal.

Régimen medio

En cuanto al régimen medio del oleaje, en la Figura 3.10 se muestra que el 90% de las alturas de ola significativa se encuentran entre 1.56 y 4.38 m, con una mediana de 2.65 m. El 90% de los periodos de pico se encuentran entre 10.1 y 17.86 s, con una mediana de 13.51 s.

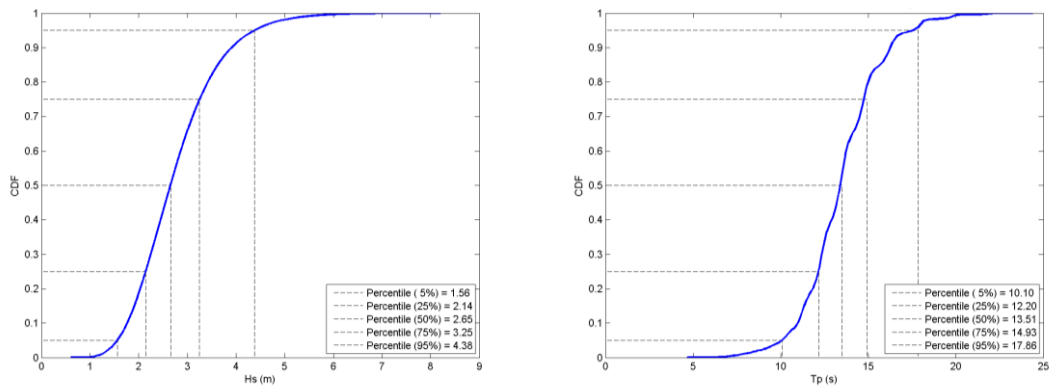


Figura 3.10. Régimen medio de altura de ola significativa (izquierda) y de periodo de pico (derecha)

Si se analiza la estacionalidad, al comparar el oleaje en los meses de verano (diciembre a febrero) versus los de invierno (junio a agosto), se observa que en invierno la dispersión en direcciones es mayor que en verano. En la condición estival el oleaje se concentra en el tercer cuadrante, mientras que en invierno se amplía al cuarto cuadrante.

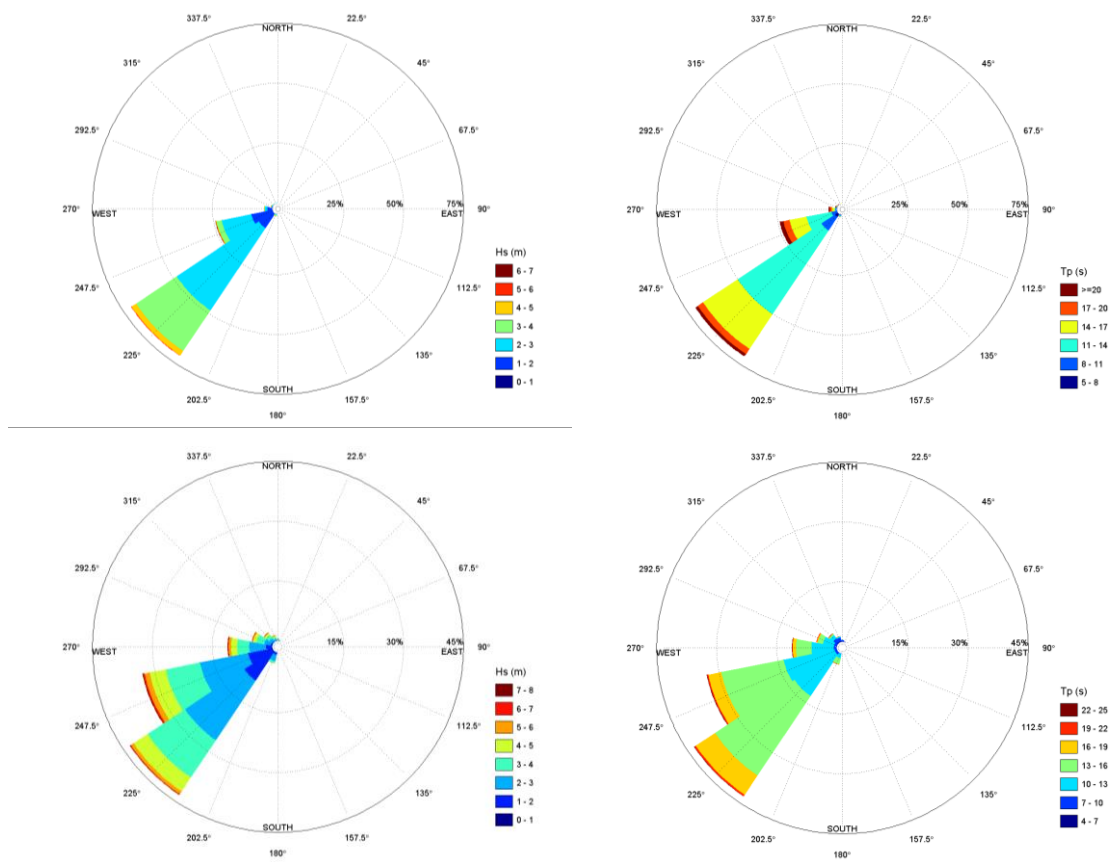


Figura 3.11. Rosas de altura de ola significativa (izquierda) y periodo de pico (derecha) para verano (arriba) e invierno (abajo)

Se presentan mayores alturas de ola significativa en invierno que en verano, con diferencias de 25 cm para oleaje medio y de 1.10 m para oleaje de tormenta, sin embargo, se observan periodos de pico mayores en verano, con valores medios similares pero con diferencias de hasta 1.5 s para oleaje de tormenta. En la Figura 3.12 se muestran los regímenes medios de altura de ola significativa y de periodo de pico para verano e invierno.

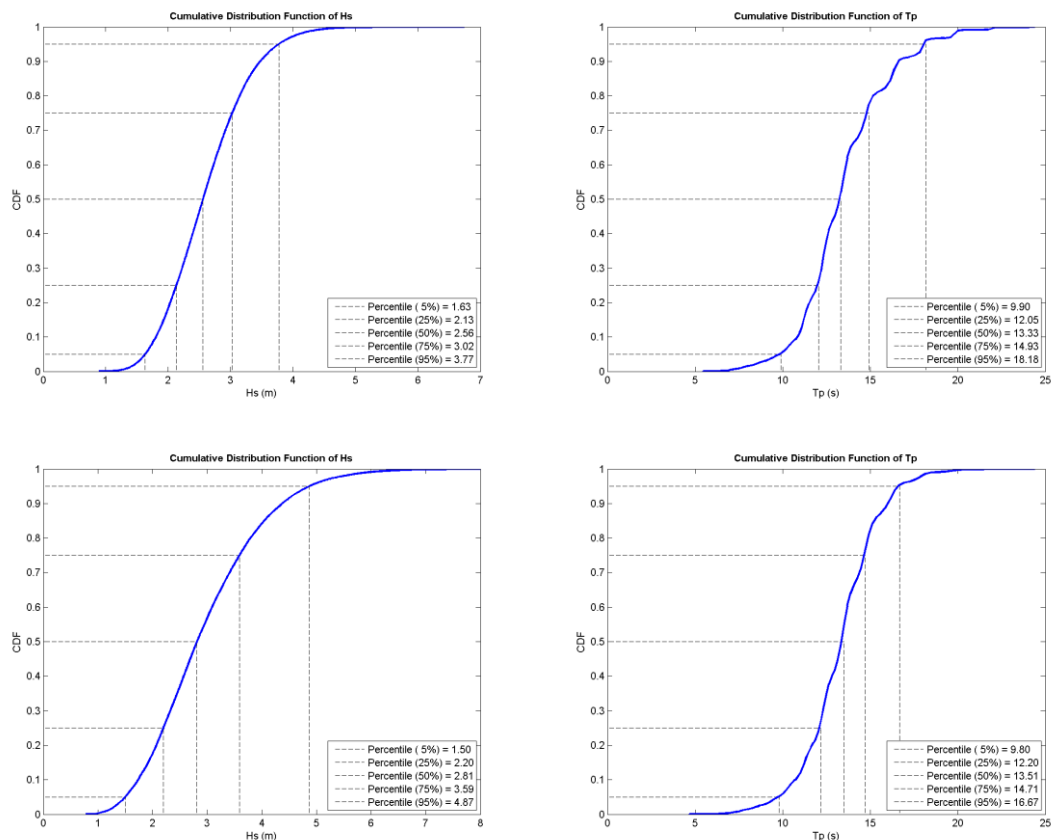


Figura 3.12. Régimen medio de altura de ola significativa (izquierda) y periodo de pico (derecha) para verano (arriba) e invierno (abajo)

Régimen extremal

Se realizó el régimen extremal de la serie de oleaje a partir de dos metodologías, según:

- Distribución generalizada de valores extremos (GEV): Para alturas de olas máximas anuales.
- Probabilidad sobre un umbral (POT): Para alturas de olas sobre un umbral de 99.5% de ocurrencia.

De la Figura 3.13 se destaca que la altura de ola significativa asociada a un periodo de retorno de 5 años es de aproximadamente 7.5 m y para un periodo de retorno de 30 años es cercana a los 8.0 m.

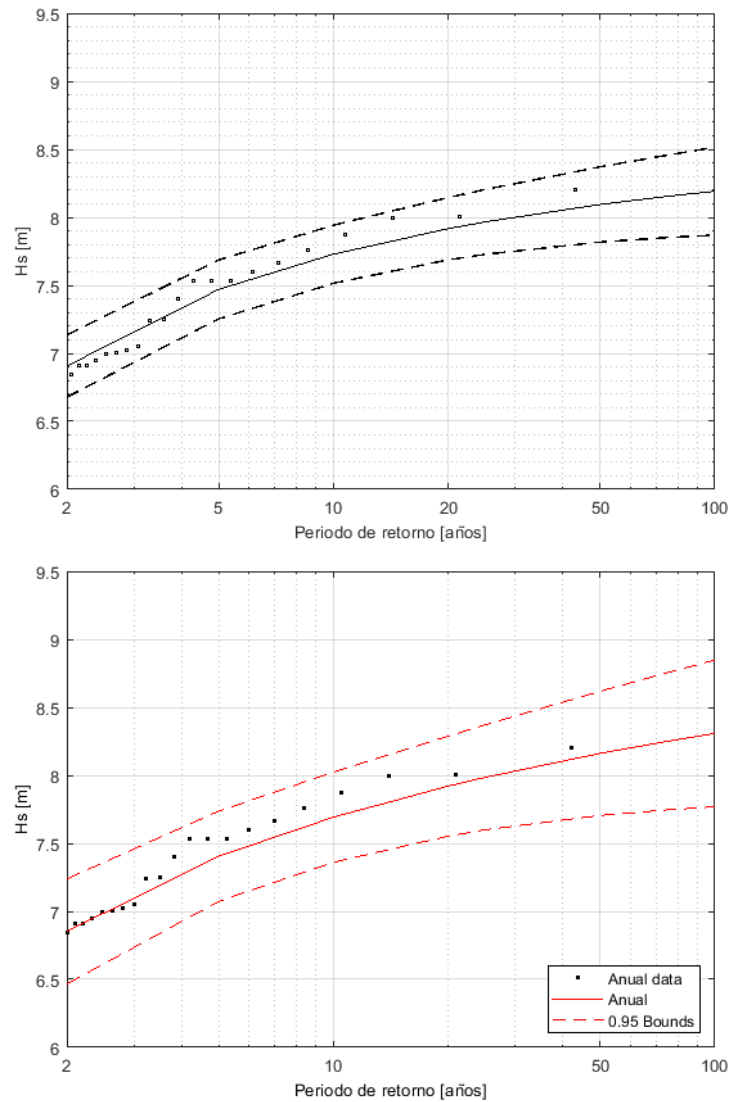


Figura 3.13. Régimen extremal según método GEV (arriba) y POT con umbral del 99.5% (abajo)

La distribución conjunta de alturas de ola y periodos de pico de la Figura 3.14 muestra que los mayores periodos de pico se presentan para alturas de ola ubicadas entre los percentiles 5% y 90%, disminuyendo su valor para alturas de ola extremas.

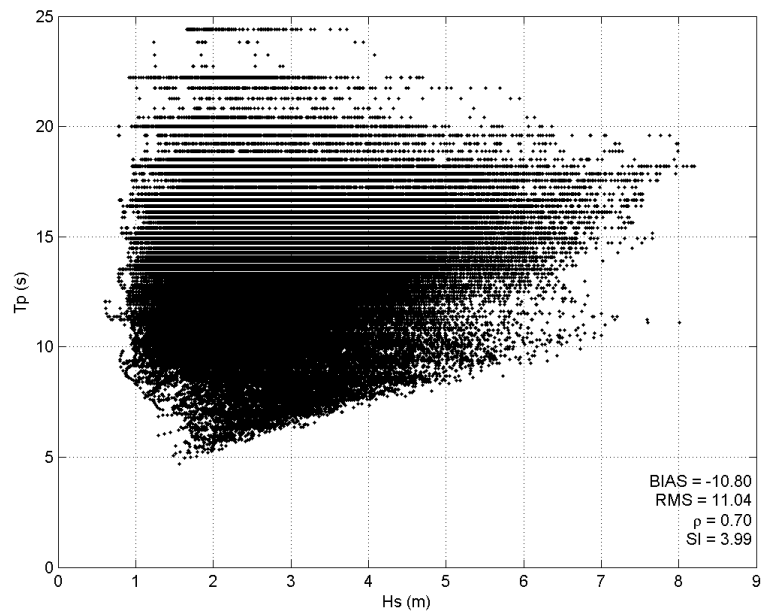


Figura 3.14. Distribución conjunta de Hs vs Tp

3.2.2. Oleaje en profundidades intermedias

Para caracterizar la dinámica del oleaje en la zona de estudio es necesario propagar el oleaje desde profundidades indefinidas hasta el punto de interés. Se utilizó el Sistema de Modelado Costero (SMC) de IHCantabria, cuyo modelo de propagación, OLUCA, resuelve de forma parabólica la ecuación de pendiente suave (*mild slope*).

Como se mostró en el apartado anterior, el oleaje reinante proviene del tercer cuadrante, por lo tanto, para alcanzar la zona de estudio, los frentes se ven afectados por una difracción que la aproximación parabólica de la ecuación de pendiente suave no es capaz de reproducir de manera correcta. Por esta razón, se procedió a propagar hasta un punto intermedio donde se reconstruyó la serie de oleaje, para posteriormente propagar desde este punto hasta la zona de estudio.



Figura 3.15. Esquema de propagación de oleaje desde aguas profundas hasta la zona de estudio

Estas propagaciones se ejecutaron para los escenarios anterior y posterior al terremoto del 27 de febrero de 2010, para lo que se procedió a corregir en +1.30 m las cotas del levantamiento batimétrico de las cartas náuticas del golfo de Arauco. En la Figura 3.16 se muestran las batimetrías obtenidas.

Para la propagación del oleaje es necesaria la creación de mallas de cálculo. Debido a limitaciones relacionadas con el ángulo de incidencia del oleaje, fue necesario cubrir la banda de direcciones del oleaje con cuatro mallados con espaciamiento de 400x400 metros que se aplicaron para las propagaciones de la situación anterior y posterior al terremoto del 27 de febrero de 2010.

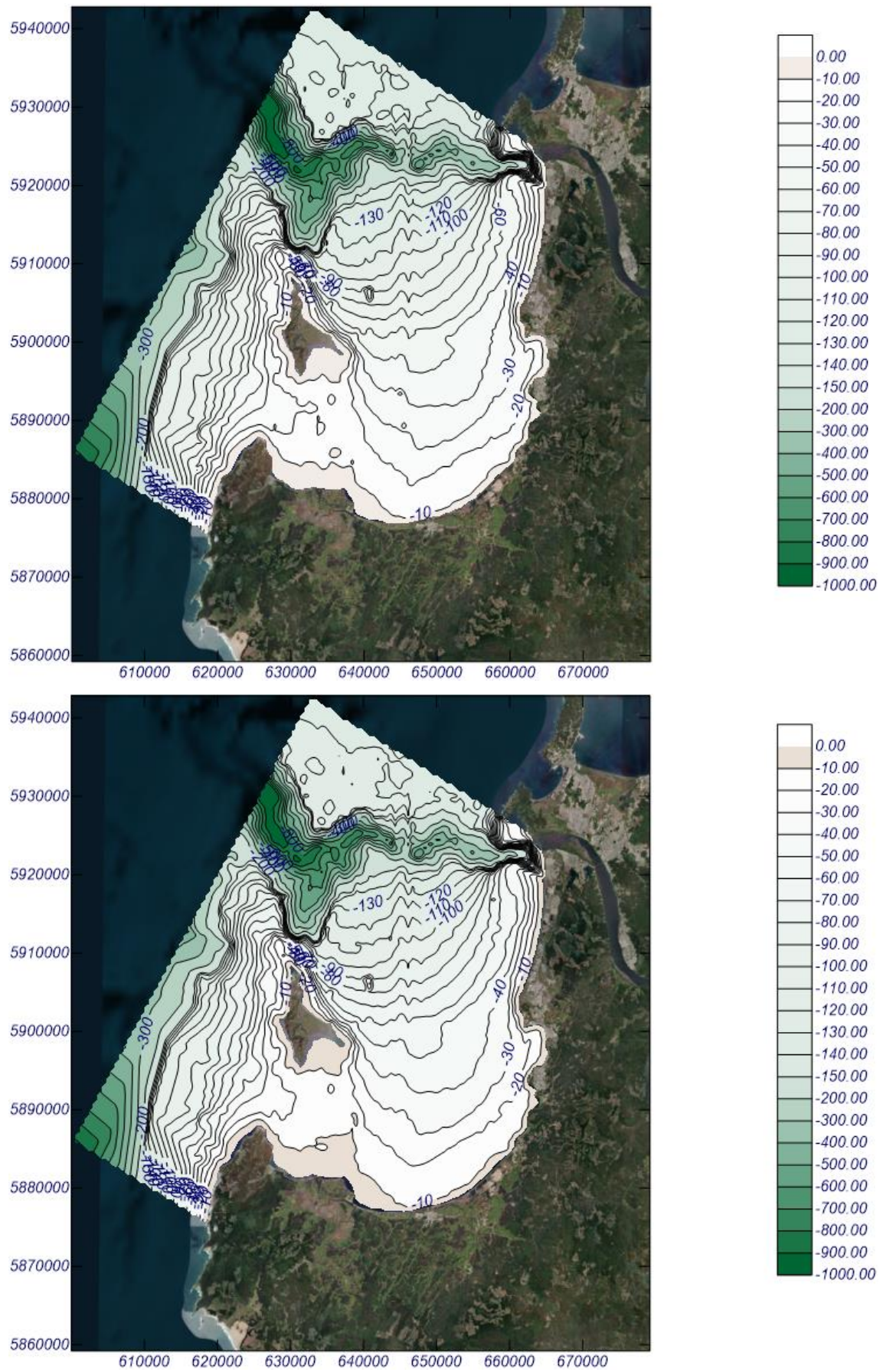


Figura 3.16. Batimetría antes (arriba) y después (abajo) del terremoto de febrero de 2010

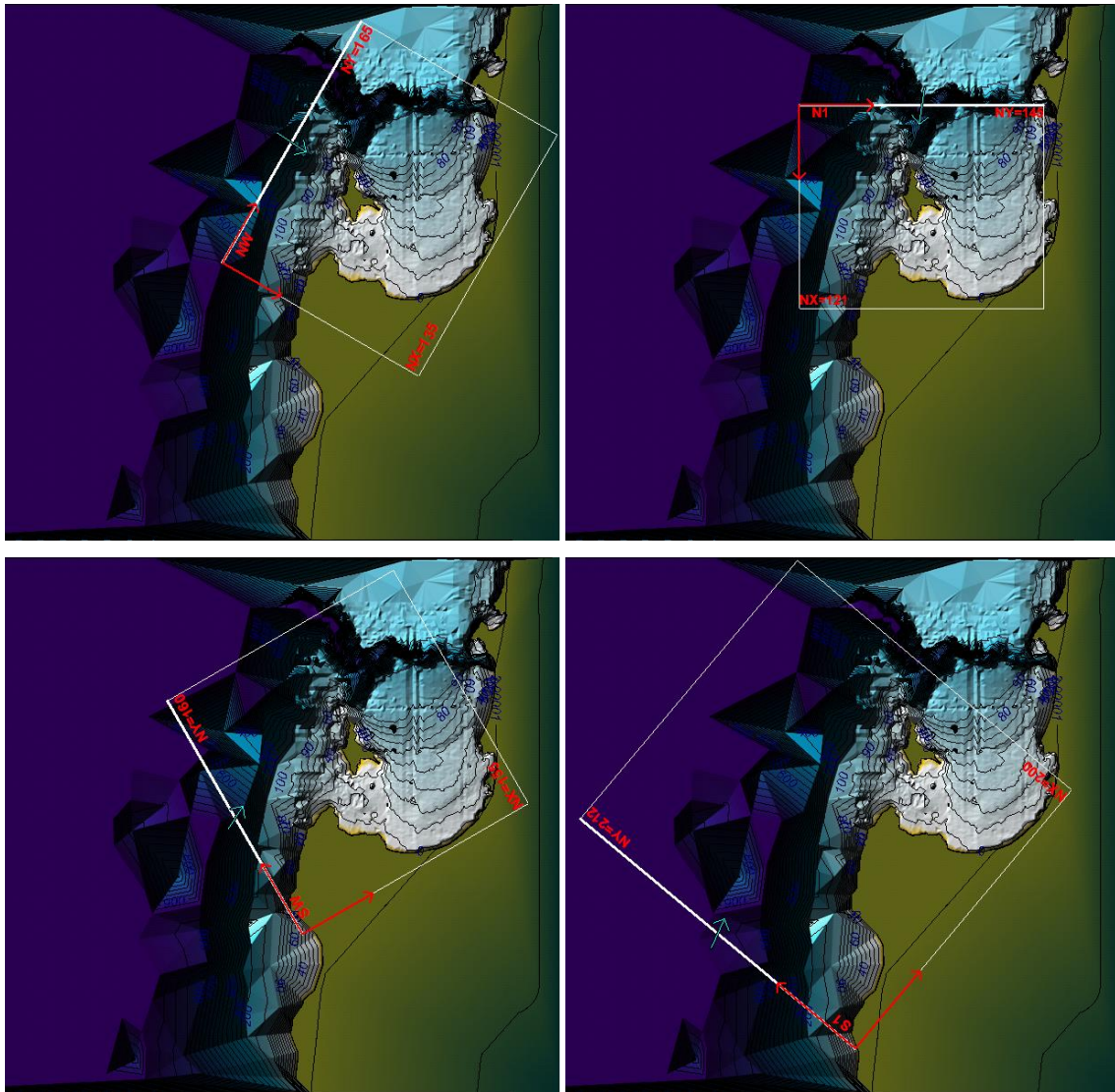


Figura 3.17. Mallas generadas para propagación hasta aguas intermedias

Para propagar la serie de 41 años de oleajes en aguas profundas hacia el interior del golfo, se seleccionaron 100 estados de mar de una hora de duración a través de la aplicación de un algoritmo de máxima disimilitud (MAXDISS), utilizando el software IHPropaga desarrollado por IHCantabria. Este proceso de clasificación de los estados de mar en aguas profundas se realiza en base a su dirección, altura de ola y periodo de pico, y dado que la carrera de marea en el sector es de 1.8 metros, se propagaron cada uno de los casos seleccionados en bajamar y pleamar, por lo tanto, se obtuvieron resultados de 200 estados de mar propagados.

En las siguientes figuras se muestran algunos resultados de propagaciones de oleaje para la situación anterior y posterior al terremoto de 2010. La Figura 3.18 y la Figura 3.19 corresponden a oleajes medio y de temporal representativos del tercer cuadrante y la Figura 3.20 y la Figura 3.21, oleajes medio y de temporal representativos del cuarto cuadrante.

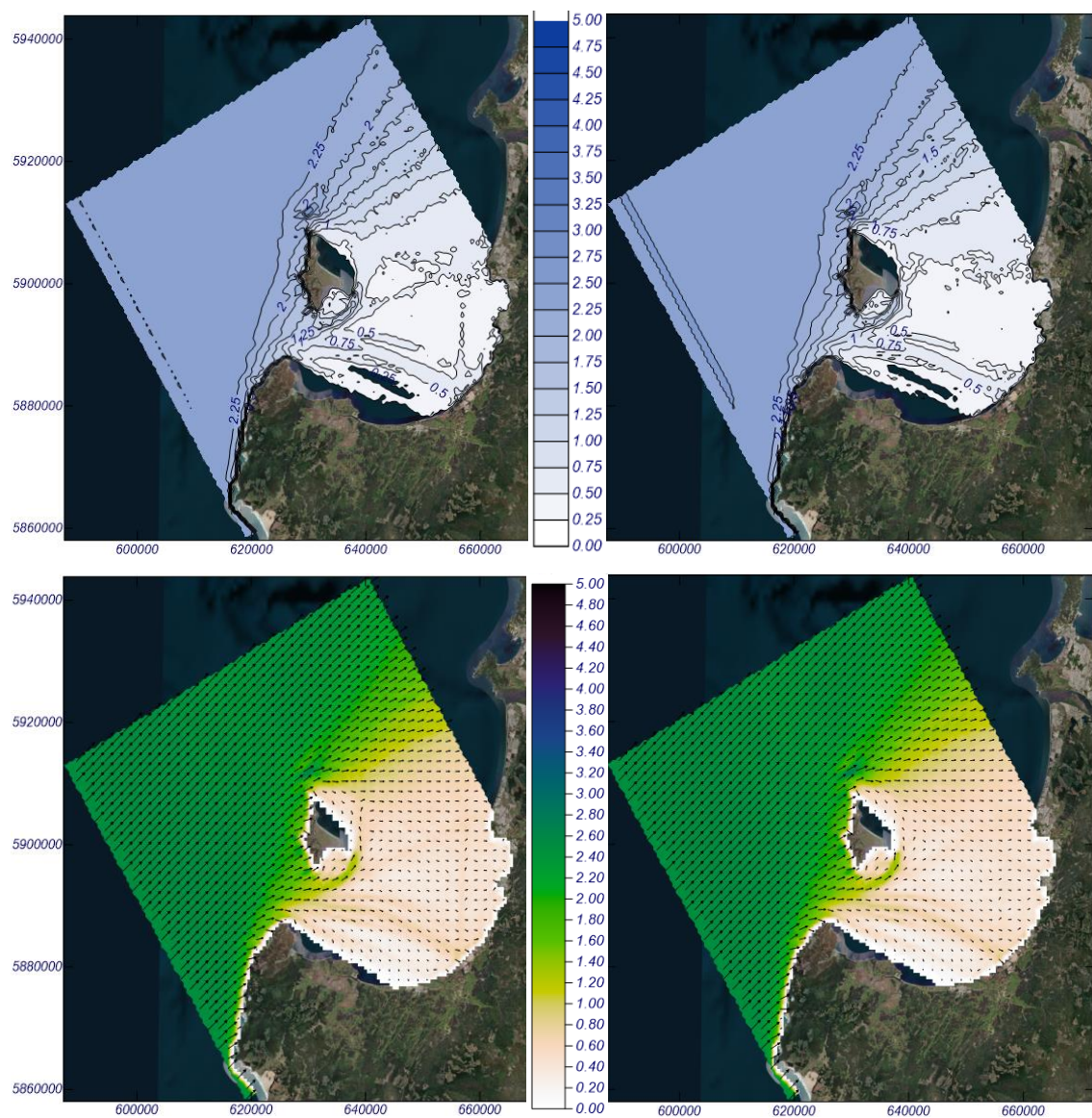


Figura 3.18. Isolíneas y vectores de altura de ola para $H_s=2.52$ m, $T_p=10.3$ s, Dir.: 225.4° , antes (izquierda) y después (derecha) del terremoto de 2010

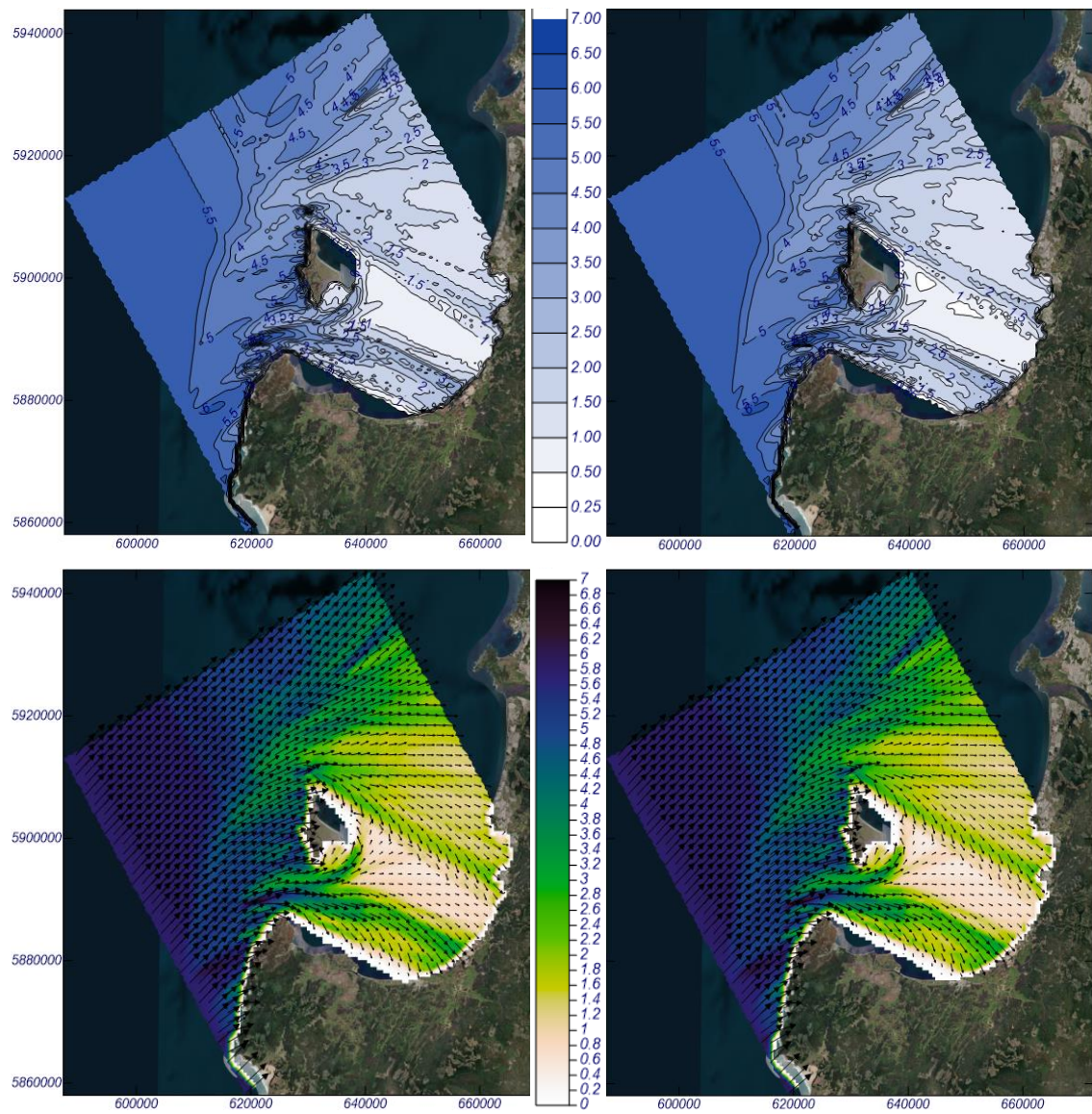


Figura 3.19. Isolíneas y vectores de altura de ola para $H_s=5.90$ m, $T_p=19.6$ s, Dir.: 225.5° , antes (izquierda) y después (derecha) del terremoto de 2010

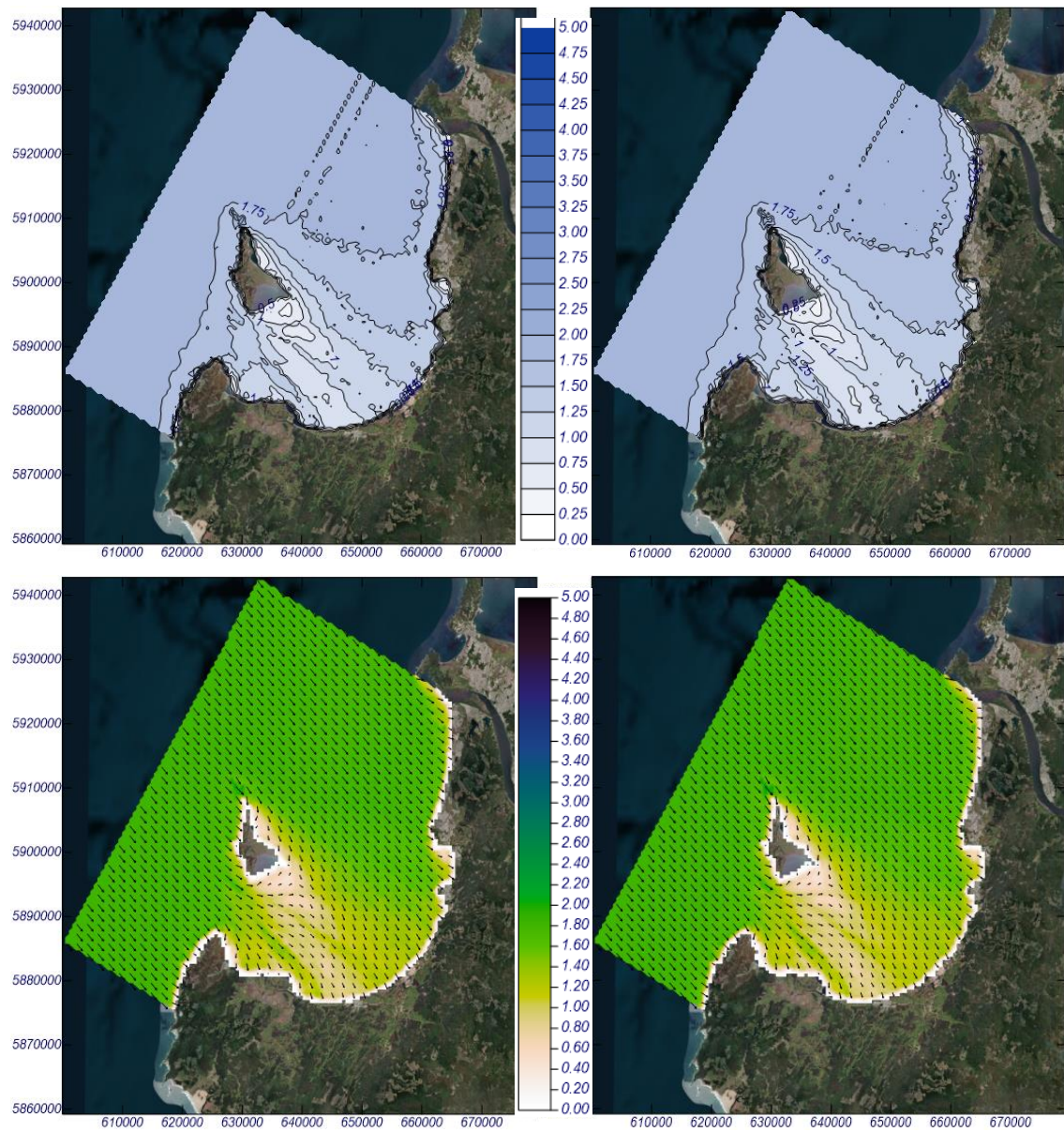


Figura 3.20. Isolíneas y vectores de altura de ola para $H_s=1.82$ m, $T_p=9.2$ s, $Dir.: 319.0^\circ$, antes (izquierda) y después (derecha) del terremoto de 2010

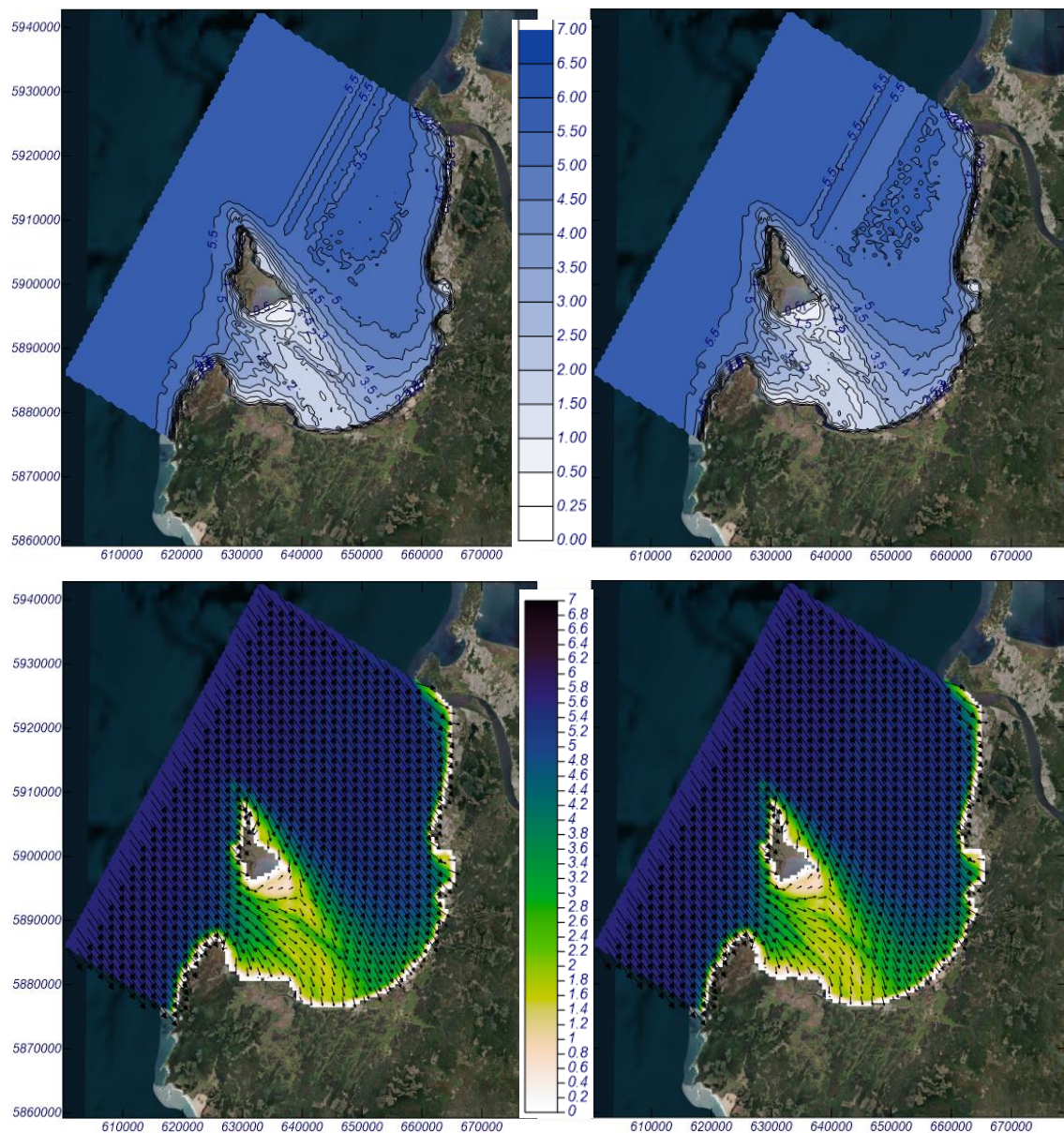


Figura 3.21. Isolíneas y vectores de altura de ola para $H_s=5.66$ m, $T_p=9.3$ s, Dir.: 323.5° , antes (izquierda) y después (derecha) del terremoto de 2010

Para los oleajes provenientes del tercer cuadrante, que corresponden a los de mayor ocurrencia, se observa claramente el efecto de la difracción generada por la península, que, sumado a la presencia de la isla Santa María, producen significativas disminuciones de altura de ola, sobre todo en la parte norte de la playa principal del golfo, sector que se ve protegido en oleaje de temporal por la sombra de la isla.

Para los oleajes provenientes del cuarto cuadrante, de menor ocurrencia a los del tercer cuadrante, se destaca la sombra que genera la isla Santa María en el extremo poniente de la playa, sector donde se ubica la desembocadura del estuario Tubul – Raqui.

No se observan diferencias significativas en los patrones del oleaje entre la batimetría anterior y la batimetría posterior al terremoto de 2010, sin embargo, con el objetivo de comparar el oleaje incidente sobre la desembocadura del estuario en ambos escenarios, se reconstruyó la serie de oleaje mediante la técnica de interpolación RBF (Radial Basis Functions) en la coordenada 638000;5885000, a una profundidad de 10 metros para la situación previa al terremoto de 2010 y de 9 metros para la situación posterior, ubicación que se muestra en la Figura 3.15.

Este punto se encuentra en la sombra generada por la difracción de la isla Santa María para oleajes del cuarto cuadrante, condición que implica que un punto de esta zona puede recibir oleajes de distintas direcciones, por lo tanto, según el instante en que se extraiga el dato del modelo, la dirección entregada puede variar. Para disminuir el error en la determinación de la dirección, el oleaje fue reconstruido en cuatro puntos vecinos a una distancia de 200 m de la ubicación definida, generando una serie de una extensión cuatro veces más larga que la original de 41 años de estados de mar horarios.

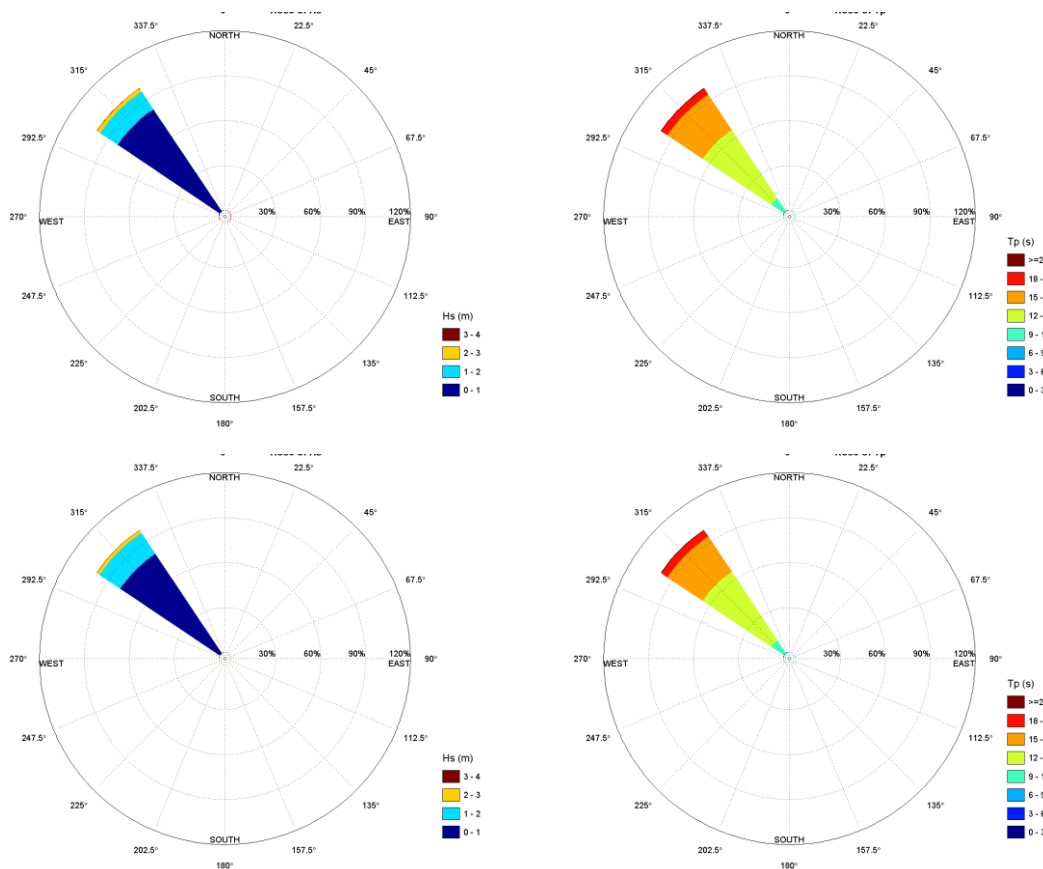


Figura 3.22. Rosas de altura de ola significativa (izquierda) y periodo de pico (derecha) para reconstrucción en situación anterior (arriba) y posterior (abajo) al terremoto de 2010

Las rosas de altura de ola y de periodo de pico muestran distribuciones equivalentes, concentrando el 99% del oleaje en la dirección NW para los dos escenarios. Para esta dirección, en la Tabla 3.2 se observa que las alturas de ola en la situación anterior y posterior al terremoto de 2010, difiere en menos de un 10%.

Tabla 3.2. Tablas de encuentro de oleaje en profundidades intermedias para situación anterior y posterior al terremoto de 2010 y diferencias

	Antes del terremoto de 2010					Después del terremoto de 2010				
Dirección	Ocurrencia	Hs 50%	Ts 50%	Hs12	Ts12	Ocurrencia	Hs 50%	Ts 50%	Hs12	Ts12
N	0.2%	1.87	8.9	3.35	12.0	0.2%	1.88	9.1	3.00	11.7
NNE	0.1%	1.90	9.1	3.26	11.6	0.1%	1.73	9.2	2.81	11.4
NE	0.0%	1.91	10.1	3.10	9.9	0.0%	1.78	9.6	2.76	10.7
ENE	0.0%	2.55	10.7	3.10	11.0	0.0%	1.68	8.1	1.80	8.0
E	0.0%	1.83	9.1	3.35	11.0	0.0%	1.50	7.6	2.62	11.0
ESE	0.0%	1.85	8.2	3.26	11.8	0.0%	1.60	7.7	2.08	8.2
SE	0.0%	2.11	8.1	3.42	11.1	0.0%	1.61	7.7	2.20	8.2
SSE	0.0%	1.66	7.8	3.12	12.5	0.0%	1.70	7.8	2.18	8.2
S	0.0%	2.16	8.5	3.48	11.3	0.0%	1.62	7.4	1.95	8.2
SSW	0.0%	1.75	8.2	3.33	12.5	0.0%	1.80	7.9	2.24	8.4
SW	0.0%	1.99	8.4	2.94	10.3	0.0%	1.82	8.2	2.36	8.5
WSW	0.0%	2.10	8.7	3.11	11.1	0.0%	1.90	8.0	2.33	8.4
W	0.0%	1.97	9.11	3.09	9.3	0.0%	1.74	7.89	2.17	8.3
WNW	0.2%	1.06	12.1	1.97	8.0	0.1%	1.17	9.2	1.90	8.0
NW	99.0%	0.48	14.3	2.85	15.3	99.1%	0.52	14.4	2.64	15.8
NNW	0.5%	1.79	9.8	2.77	12.4	0.5%	1.72	9.6	2.62	12.2
Total	100%	0.49	14.3	2.85	15.0	100%	0.52	14.4	2.64	15.5

3.2.3. Oleaje en la zona de estudio

Las dos series de oleaje reconstruido en el punto mostrado en la Figura 3.15 se propagaron hasta la zona de estudio para tres levantamientos batimétricos ejecutados en marzo de 2008, mayo de 2010 y junio de 2020 respectivamente. Al igual que en la propagación desde aguas profundas hacia aguas intermedias, para cada una de las series de oleaje, correspondiente a antes y después del terremoto de 2010, se seleccionaron 100 estados de mar de una hora de duración utilizando el software IHPropaga, obteniendo 200 estados de mar; 100 en bajar y 100 en pleamar.

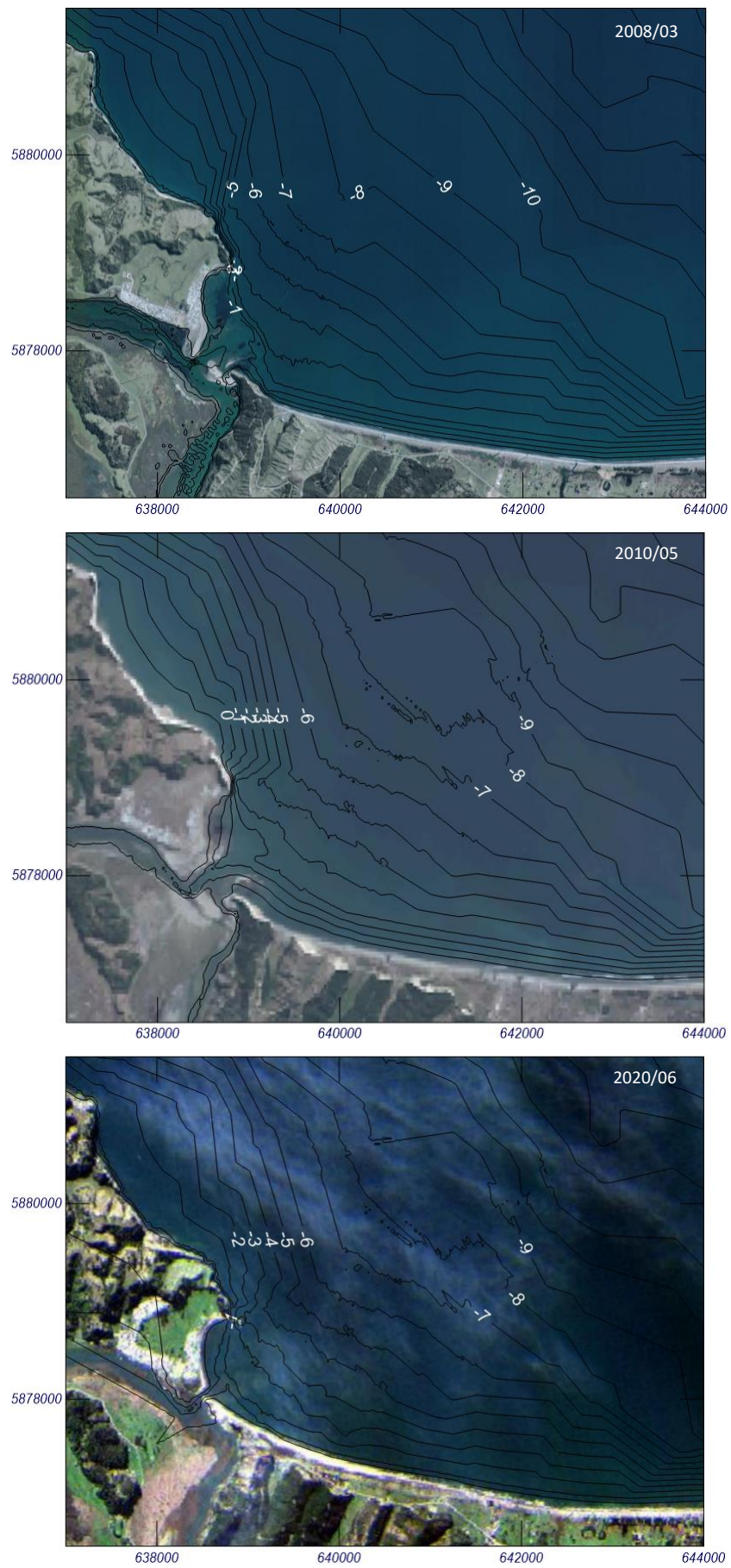


Figura 3.23. Batimetrías de marzo de 2008 (arriba), mayo de 2010 y junio de 2020 (abajo)

Como se muestra en la Figura 3.22, el 99% del oleaje reconstruido en aguas intermedias proviene de la dirección NW, por lo tanto, se propagó con un sistema de mallado que comienza en la ubicación de la reconstrucción del oleaje, y que cuenta con una malla general con espaciamiento de 100x100 metros y una malla de detalle con espaciamiento de 20x20 metros.

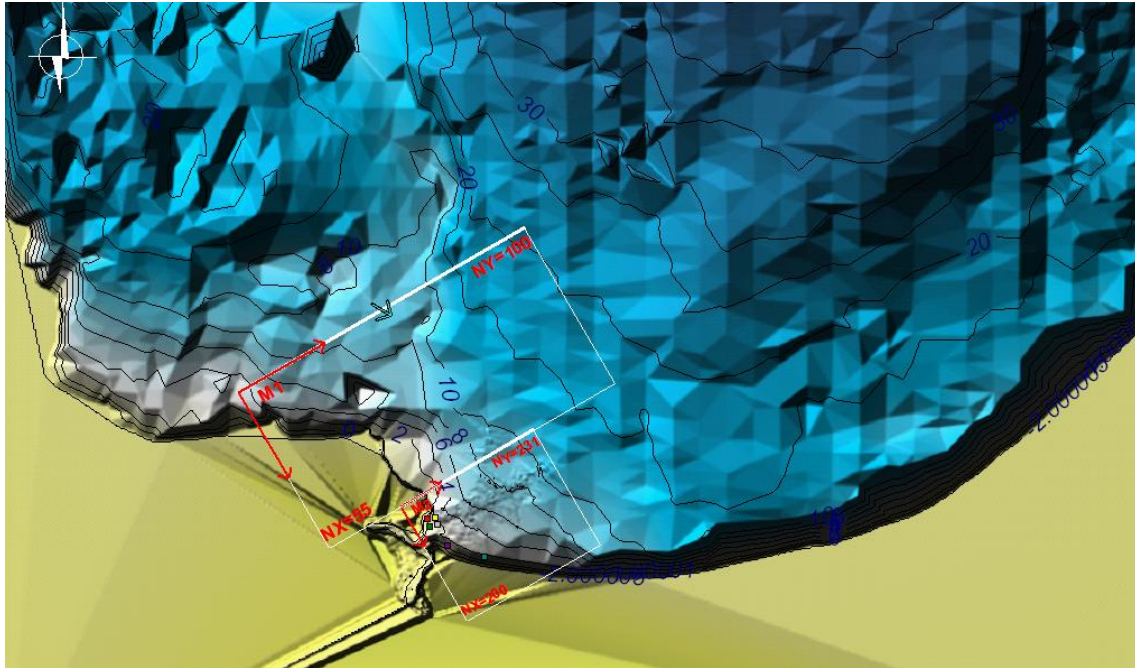


Figura 3.24. Mallas generadas para propagación hasta la playa de Tubul

En las siguientes figuras se muestran mapas de isolíneas de altura de ola significativa y mapas de vectores de propagación del oleaje para los tres levantamientos batimétricos, en condición de oleaje medio y de temporal, en bajamar y pleamar, escenarios representativos del oleaje incidente sobre la playa y desembocadura del estuario Tubul – Raquí.

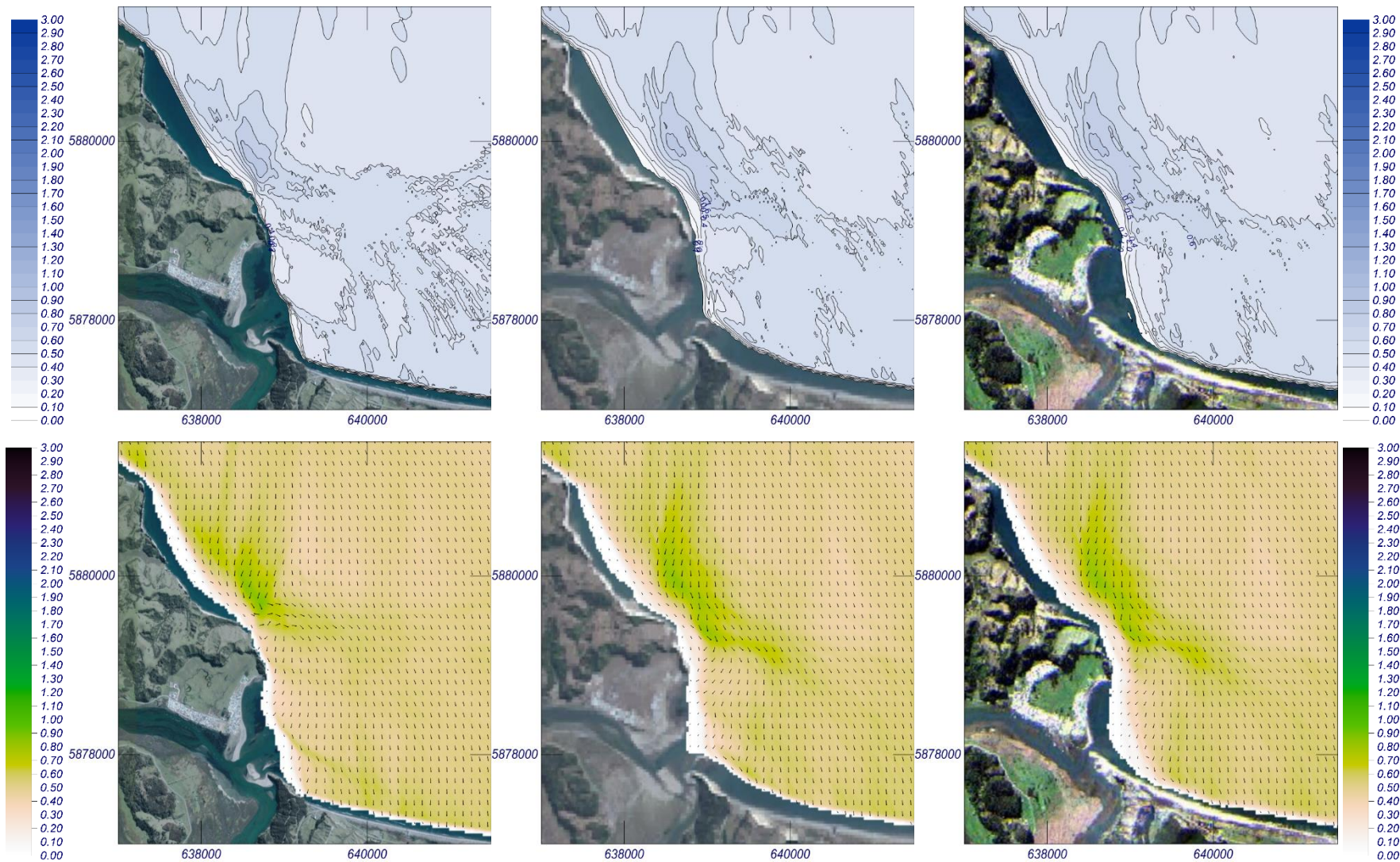


Figura 3.25. Propagación de $H_s=0.50$ m, $T_p=14.3$ s, Dir.: 315° en bajamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

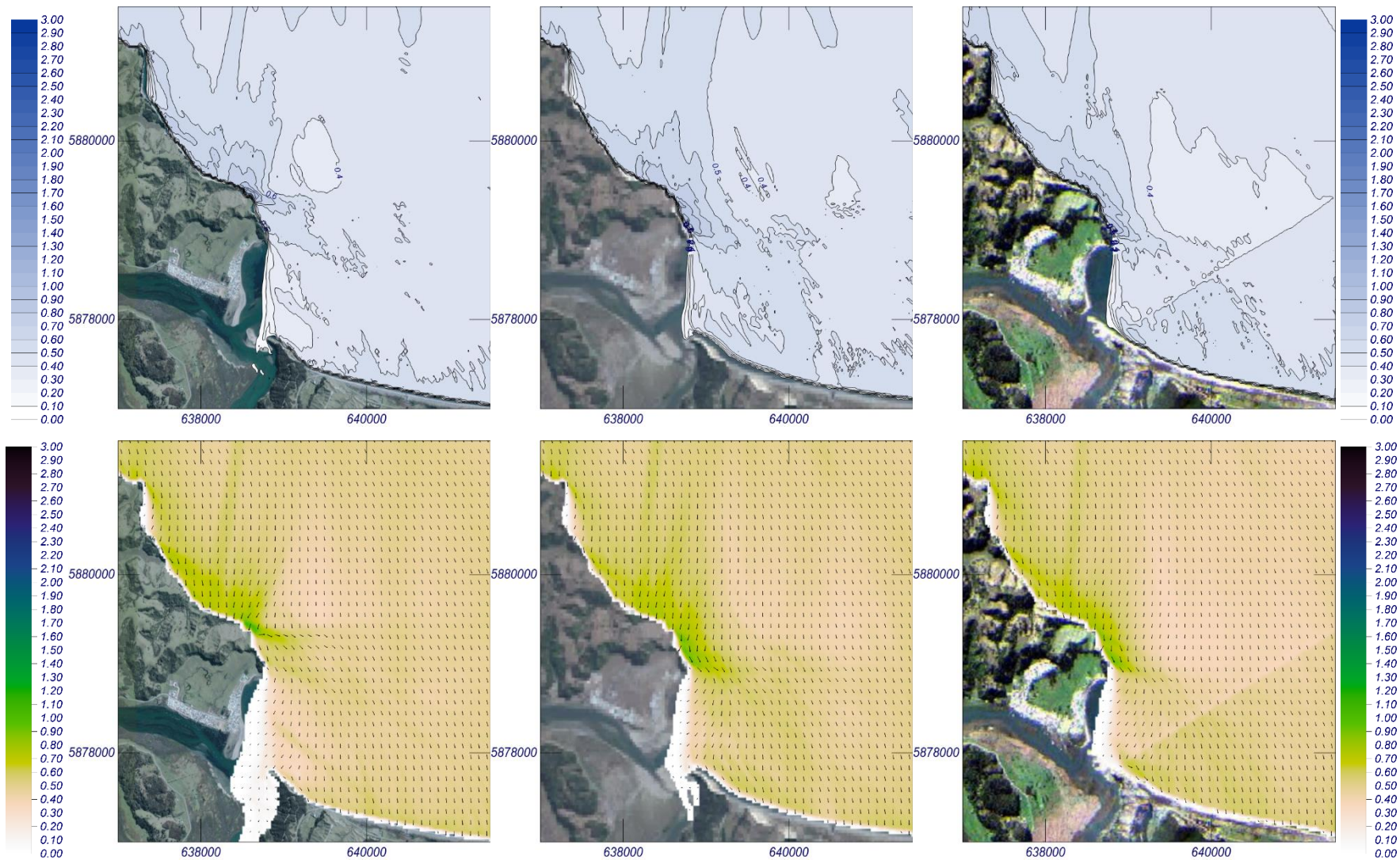


Figura 3.26. Propagación de $H_s=0.50$ m, $T_p=14.3$ s, Dir.: 315° en pleamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

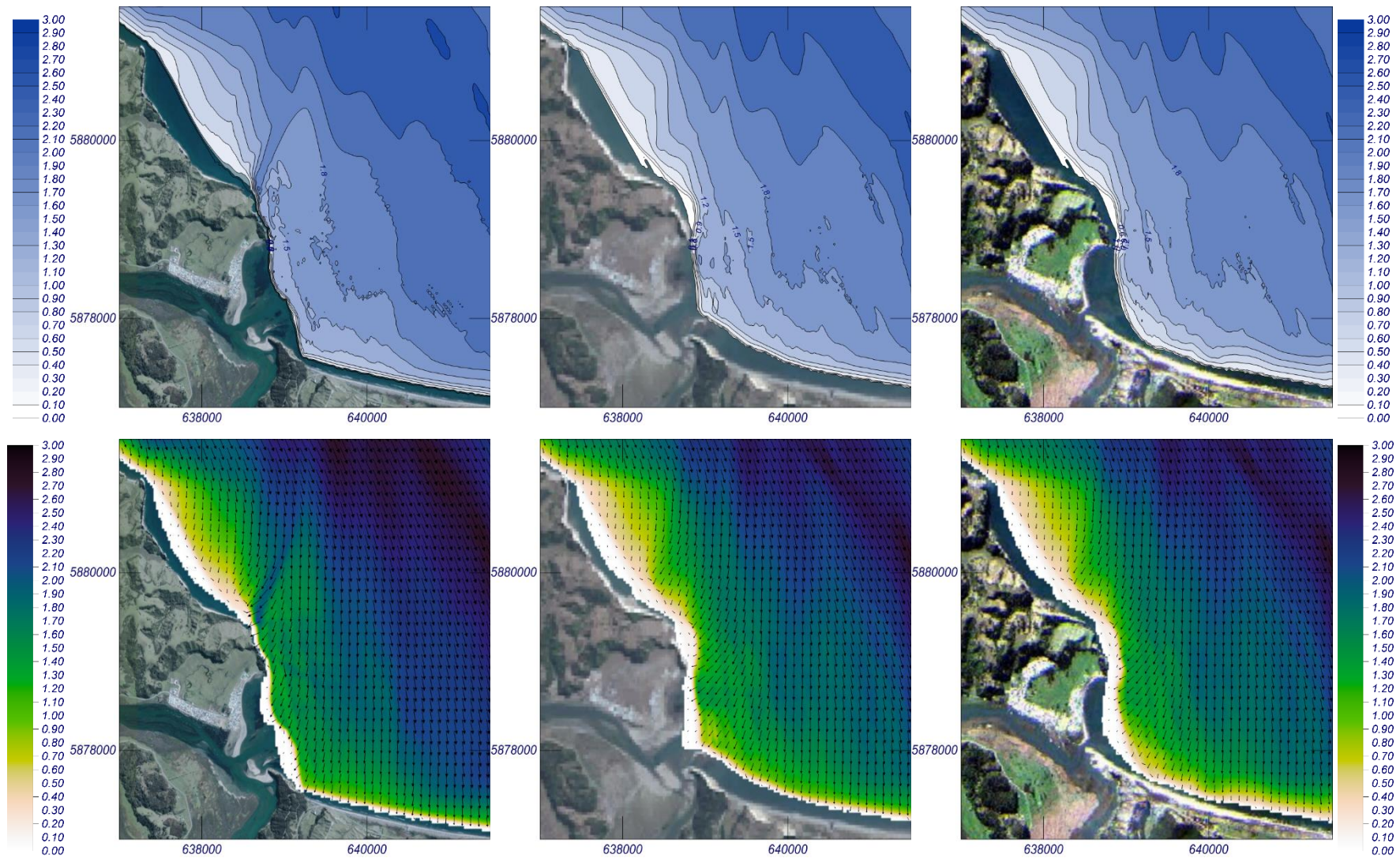


Figura 3.27. Propagación de $H_s=2.74$ m, $T_p=15.5$ s, Dir.: 315° en bajamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

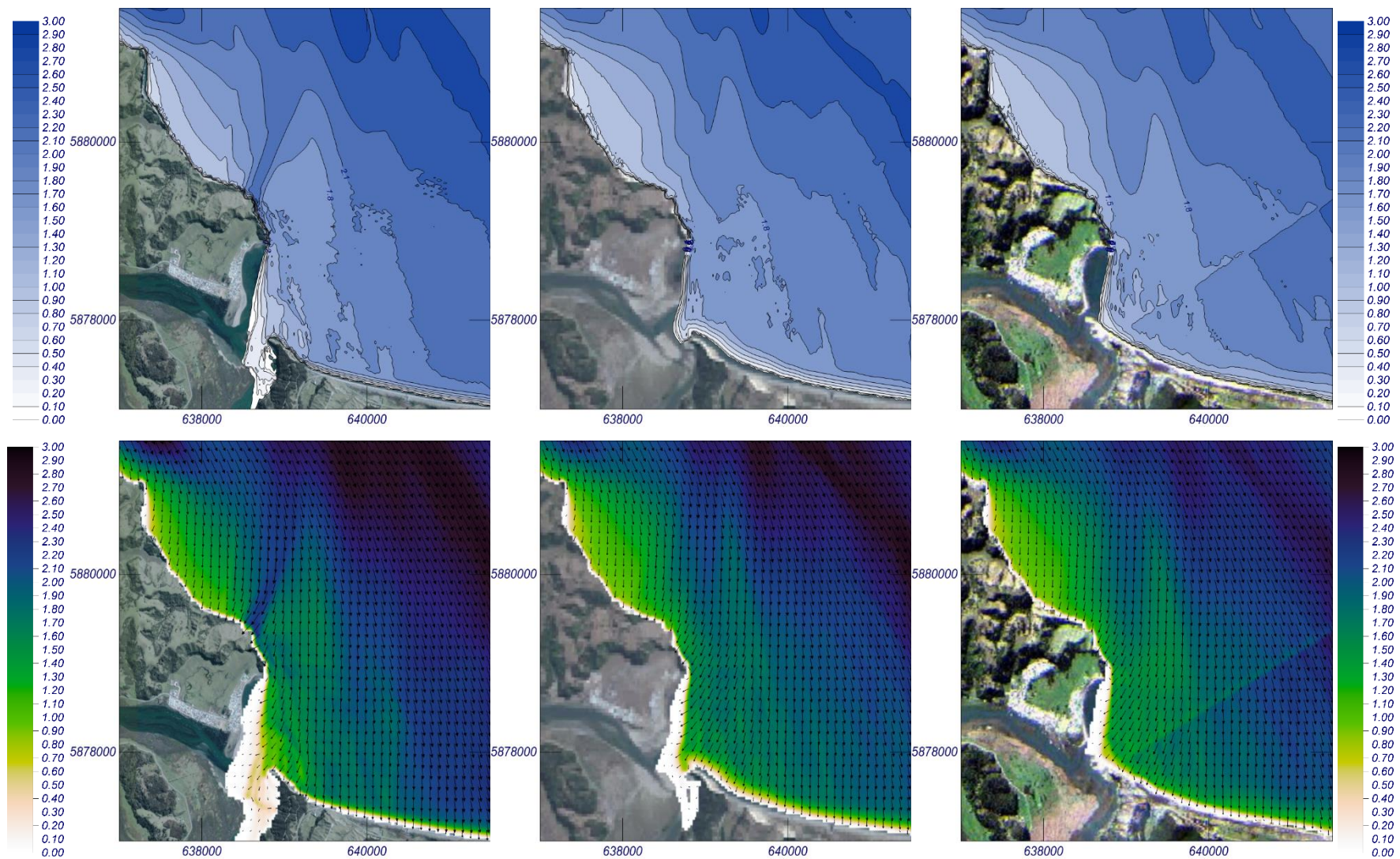


Figura 3.28. Propagación de $H_s=2.74$ m, $T_p=15.5$ s, Dir.: 315° en pleamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

En el caso del oleaje medio, debido a su baja altura, el asomeramiento ocurre muy cerca de la costa para las tres batimetrías. Para los dos niveles de marea, en la playa frente a Tubul se observan alturas menores a 20 cm debido a la difracción que genera la Punta Tubul.

En el caso del oleaje de temporal, el asomeramiento se comienza a observar a una distancia mayor a la costa, sin embargo, frente a la playa de Tubul la difracción muestra el mismo comportamiento que para oleaje medio.

Para la condición previa al terremoto de 2010 se destaca la modificación del frente de oleaje provocada por los bajos de la desembocadura, observándose claramente la discontinuidad en bajamar. Para las batimetrías posteriores al terremoto de 2010 no se observa la influencia de estos bajos sobre el oleaje, debido al menor prisma de marea del estuario producto del alzamiento del terreno.

3.3. Sistema de corrientes

La rotura del oleaje genera una corriente fundamentalmente paralela a la playa, que es función del ángulo con que el oleaje incide sobre la costa y de la altura de ola. Estas corrientes, denominadas corrientes longitudinales, son de especial importancia en la disposición de equilibrio de una playa y, más concretamente, en su forma en planta, dado su importante capacidad de transporte de arena.

Para el presente estudio se ha utilizado como modelo de cálculo de corrientes asociado a la rotura del oleaje, el modelo COPLA desarrollado por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria (IHCantabria). El modelo determina el tensor de radiación del oleaje a partir de los resultados de altura e incidencia del oleaje obtenidos en la propagación, calculando el campo de corrientes y niveles debido a dichos tensores de radiación por medio de un modelo no-lineal que resuelve las ecuaciones integradas de Navier-Stokes.

En las siguientes figuras se muestran las corrientes representativas para los tres levantamientos batimétricos, en condición de oleaje medio y de temporal, en bajamar y pleamar. Estos mapas de corrientes corresponden a los generados por los oleajes del apartado anterior.

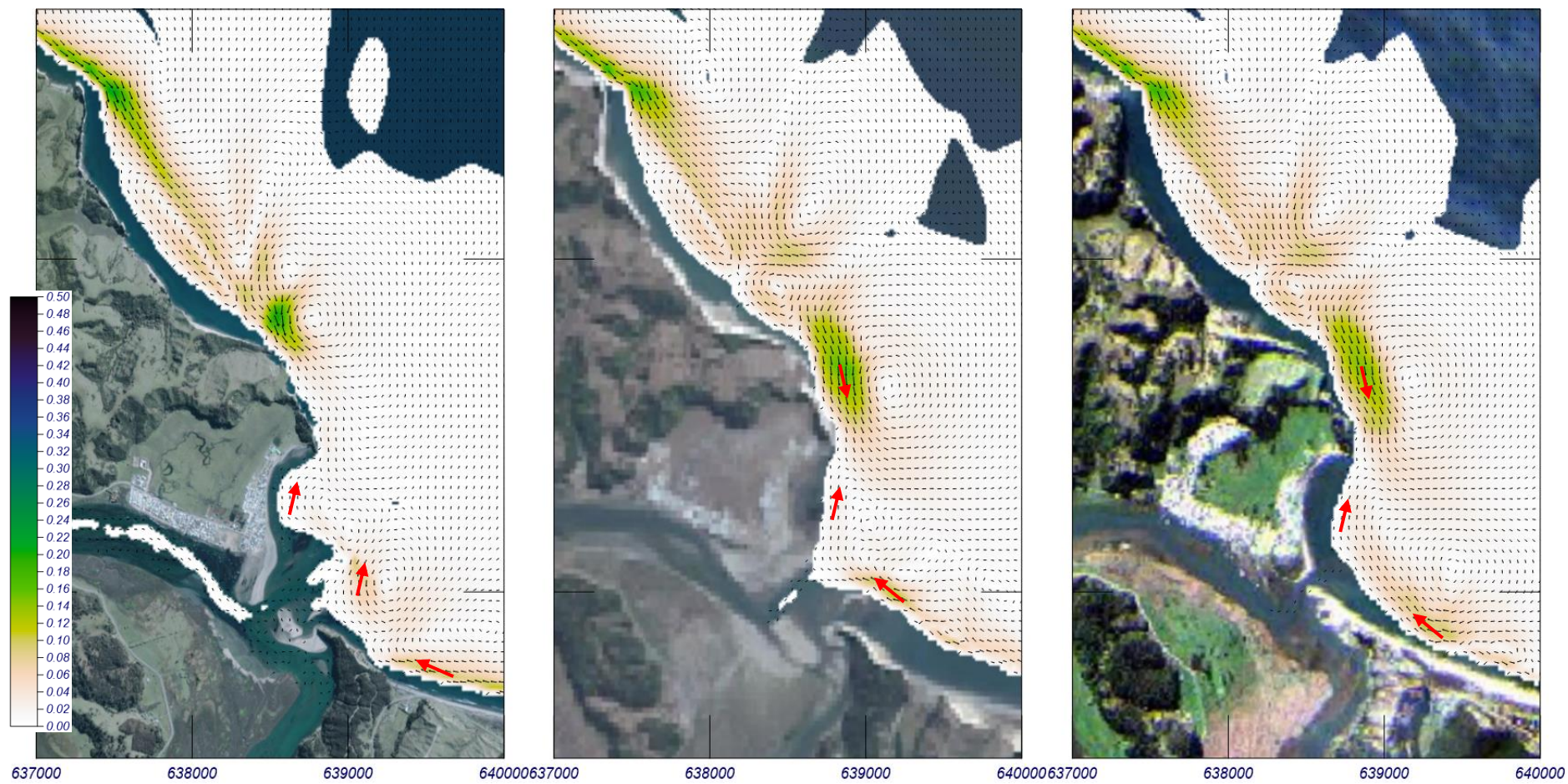


Figura 3.29. Corrientes para $H_s=0.50$ m, $T_p=14.3$ s, Dir.: 315° en bajamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

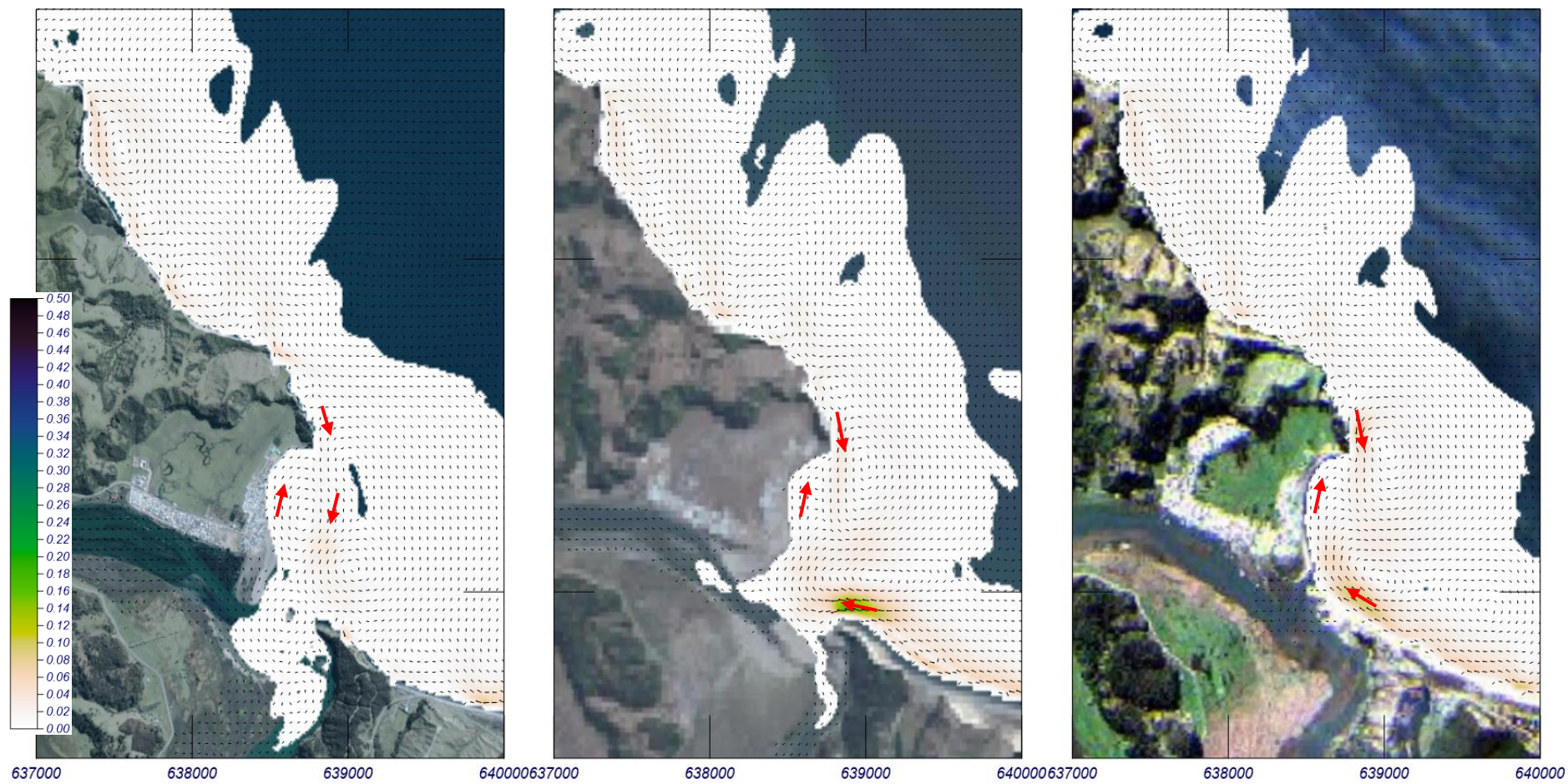


Figura 3.30. Corrientes para $H_s=0.50$ m, $T_p=14.3$ s, $Dir.: 315^\circ$ en pleamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

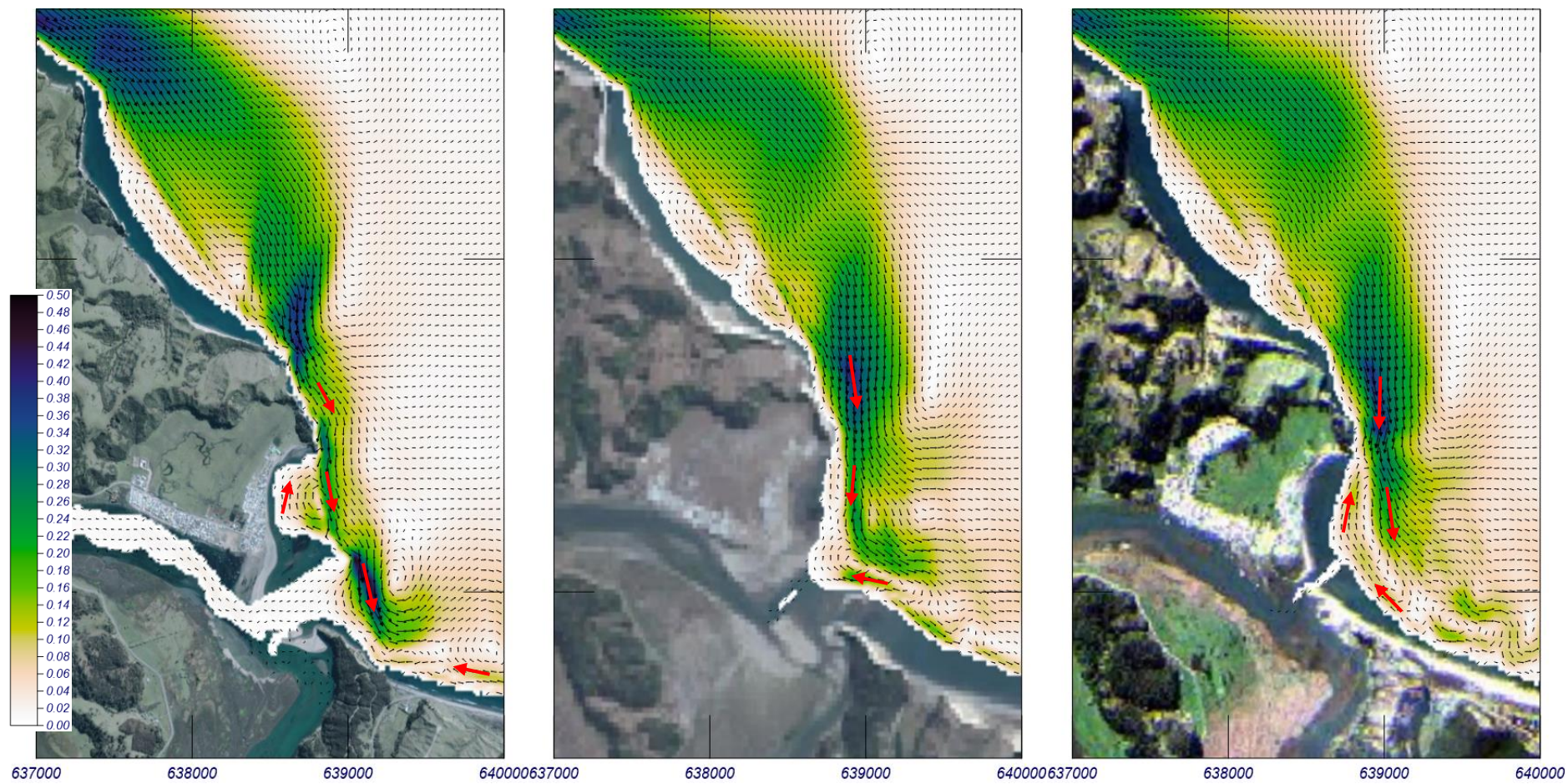


Figura 3.31. Propagación de $H_s=2.74$ m, $T_p=15.5$ s, Dir.: 315° en bajamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

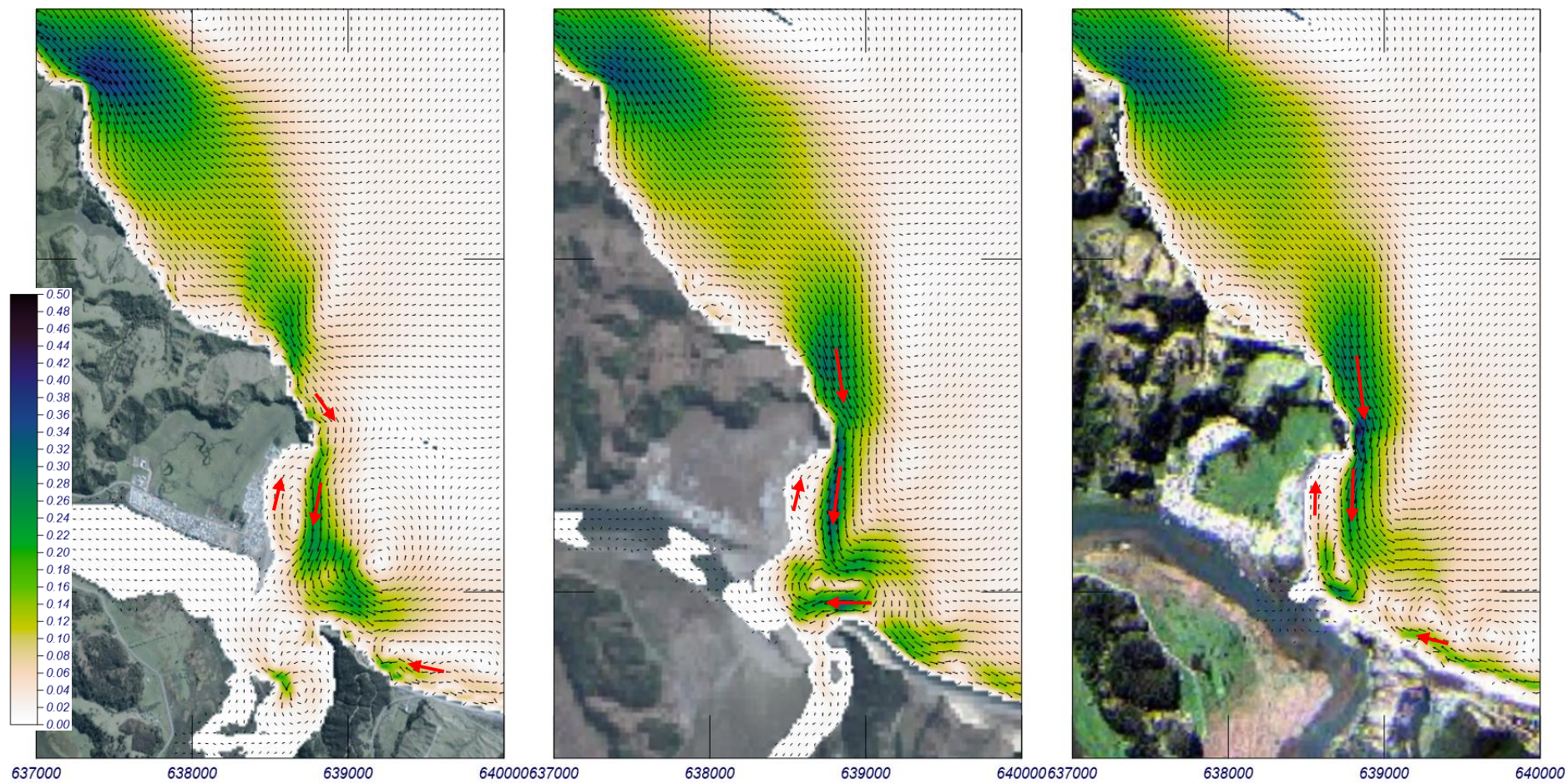


Figura 3.32. Propagación de $H_s=2.74$ m, $T_p=15.5$ s, Dir.: 315° en pleamar en marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y junio de 2020 (derecha)

En todos los mapas se observa la presencia de una corriente de norte a sur que proviene del tramo de costa de aproximadamente 3 km de longitud ubicado inmediatamente al norte de Punta Tubul, y una corriente en dirección oriente a poniente en el sector Las Peñas, generada por el gradiente de altura de ola. Estas dos corrientes aumentan su intensidad en los escenarios posteriores al terremoto de 2010.

En general, se observan intensidades de corrientes menores a 30 cm/s, solo superándose este valor en la condición de oleaje de temporal para la corriente que proviene desde el norte de la playa de Tubul.

En la playa de Tubul se presenta una corriente de sur a norte generada por la difracción del oleaje incidente, que interactúa con la corriente de mayor intensidad que viene desde el norte. La velocidad de esta corriente es menor a 5 cm/s para oleaje medio y menor a 15 cm/s para oleaje de tormenta.

La presencia del bajo exterior al lado sur de la desembocadura genera aceleraciones del flujo, situación que se acentúa en los escenarios posteriores al terremoto de 2010 debido a la menor profundidad sobre estas zonas.

3.4. Conclusiones de la dinámica marina

En la zona de estudio se presenta un rango de marea astronómica de entre 1.72 m y 1.89 m, con una componente de marea meteorológica que más de la mitad del tiempo no alcanza a superar los 10 cm.

El alzamiento del terreno producto del terremoto del 27 de febrero de 2010 fue cuantificado a través de mediciones de mareas que permitieron calcular un nuevo Nivel de Reducción de Sondas, obteniendo una variación relativa de 1.30 m.

El oleaje proveniente de aguas profundas es significativamente difractado antes de propagarse hasta la zona de estudio debido a la protección que ofrece el extremo poniente del golfo de Arauco y la presencia de la isla Santa María. Si fuera del golfo la dirección reinante proviene del tercer cuadrante, frente a la costa de Tubul, la dirección reinante se ubica en el cuarto cuadrante

y las alturas del oleaje medio corresponden a aproximadamente un 10% de las alturas del oleaje medio en aguas profundas.

Se observa la presencia de una corriente de norte a sur que proviene del tramo de costa ubicado inmediatamente al norte de Punta Tubul, y una corriente en dirección oriente a poniente en el sector Las Peñas, generada por el gradiente de altura de ola. Estas dos corrientes aumentan su intensidad en los escenarios posteriores al terremoto de 2010.

4. Dinámica litoral

4.1. Introducción y metodología de análisis

En el presente capítulo se analiza la estabilidad y evolución de la playa en distintas escalas de tiempo, metodología que se fundamenta en la dimensionalidad de los procesos y en las escalas de los procesos.

Dimensionalidad de los procesos

Todos los procesos hidrodinámicos y sedimentarios que acontecen en una playa son, en mayor o menor medida, procesos tridimensionales. Sin embargo, las limitaciones de las herramientas, formulaciones e incluso de nuestra capacidad de entendimiento de dichos procesos no nos permiten analizarlos en toda su complejidad. De este modo, surge como primera y más importante hipótesis de trabajo en el estudio de la estabilidad de una playa, la relativa a la ortogonalidad de los movimientos longitudinales y transversales de la misma.

De acuerdo con esta hipótesis de ortogonalidad, cualquier movimiento de una playa, como por ejemplo el ocurrido tras un temporal, puede ser analizado estudiando los movimientos longitudinales y transversales de la misma, los cuales se asume que son independientes entre sí. La hipótesis de ortogonalidad permite analizar la estabilidad de una playa estudiando por separado:

- Estabilidad del perfil de playa (eje transversal)
- Estabilidad de la planta de la playa (eje longitudinal)

Escala espacial y temporal de los procesos

Las diferentes dinámicas que afectan a una playa se presentan en escalas espaciales que van desde los centímetros (turbulencia), hasta las decenas de kilómetros (marea) y en escalas temporales que van desde los segundos (olas) hasta las décadas (ascenso del nivel medio del mar). Como respuesta a dichas dinámicas la morfología de la playa cambia, a su vez, dentro de todas esas escalas: centímetros-kilómetros, segundos-décadas.

En el estudio de estabilidad y evolución de una playa las escalas de interés son la meso escala (decenas-centenas de metro), macro escala (km) y el largo plazo (años). Los elementos de escalas inferiores (por ejemplo, la erosión producida por un temporal) solo son relevantes si sus efectos permanecen en el tiempo, o en el espacio, en unidades cercanas a las de interés (por ejemplo, meses), o si su efecto provoca el fallo funcional de la obra (por ejemplo, el oleaje alcanza el trasdós de la playa).

En el presente trabajo, el estudio de estabilidad y evolución se realizará con criterios y herramientas de largo plazo ya que interesa observar la respuesta de la playa y de la desembocadura a un cambio en el terreno que provoca consecuencias permanentes. No se analizarán los cambios producidos en el mediano o corto plazo.

4.2. Perfil de equilibrio

A partir de cierta profundidad, el perfil de playa ya no responde activamente a las acciones del oleaje, definiéndose una profundidad a partir de la cual el transporte de sedimentos transversal y longitudinal no tiene una magnitud apreciable. Esta profundidad se conoce como profundidad de cierre o límite del perfil activo, y puede ser estimada según la ecuación propuesta por Birkemeier (1985):

$$h^* = 1.75 H_{s12} - 57.9 \frac{H_{s12}^2}{gT_s}$$

Donde:

H_{s12} : altura de ola significativa local que es excedida 12 horas al año

T_s : periodo asociado a H_{s12}

Se estimó la profundidad de cierre para los puntos P1 y P2 mostrados en la Figura 4.1, de coordenadas 638930;5878780 y 638880;5878710 respectivamente. Para cada uno de los tres levantamientos batimétricos con que se cuenta, correspondientes a marzo de 2008, mayo de 2010 y junio de 2020, y a partir de las propagaciones de oleaje ejecutadas para cada escenario, se muestran los resultados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Profundidad de cierre para cada batimetría

Año	Punto	h [m]	Hs 50% [m]	Tp 50% [s]	Hs12 [m]	Tp12 [s]	h* [m]
2008	P1	3.93	0.35	14.3	1.45	14.5	2.5
	P2	3.16	0.28	14.2	1.38	14.9	2.4
2010	P1	3.14	0.22	13.8	1.17	17.1	2.0
	P2	2.22	0.21	13.7	1.22	18.5	2.1
2020	P1	4.05	0.15	13.8	0.93	17.6	1.6
	P2	1.93	0.14	13.6	1.09	17.2	1.9

Los resultados muestran una disminución de la profundidad de cierre estimada los puntos P1 y P2 luego del terremoto de 2010, debido a que el alzamiento del terreno produce que disminuya la altura de las olas que se propagan hasta la costa, variable significativa en la ecuación de Birkemeier (1985).

Para mostrar las diferencias en perfil entre los tres levantamientos batimétricos, se eligió una ubicación representativa de la playa de Tubul para extraer los datos de un perfil de aproximadamente 1 km de longitud, como se muestra en la Figura 4.1.



Figura 4.1. Ubicación de perfil transversal representativo

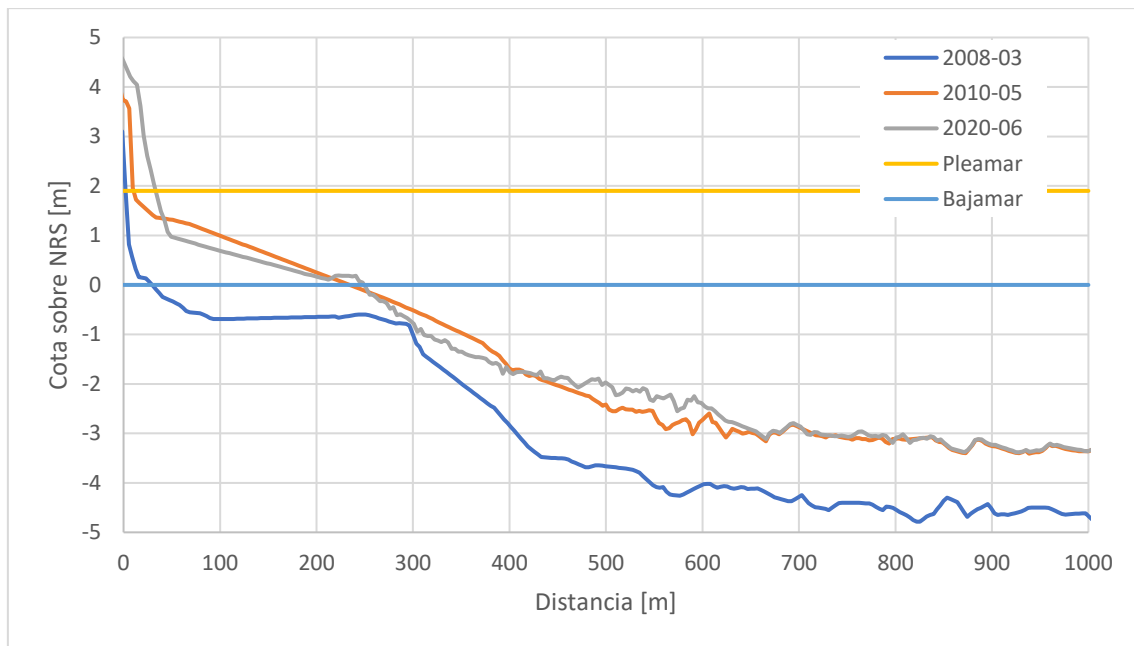


Figura 4.2. Perfiles transversales representativos de cada batimetría

Se observa el alzamiento del terreno producto del terremoto de 2010, presentándose la diferencia de aproximadamente 1.30 m en la zona de profundidades mayores a la profundidad de cierre. Si se grafica el perfil transversal del 2008 respecto al NRS estimado después del terremoto de 2010, es posible observar de manera más clara la presencia de una barra sumergida longitudinal a la playa en este perfil, aproximadamente entre las posiciones 150 m y 350 m, formación que no se aprecia en los perfiles de las batimetrías posteriores.

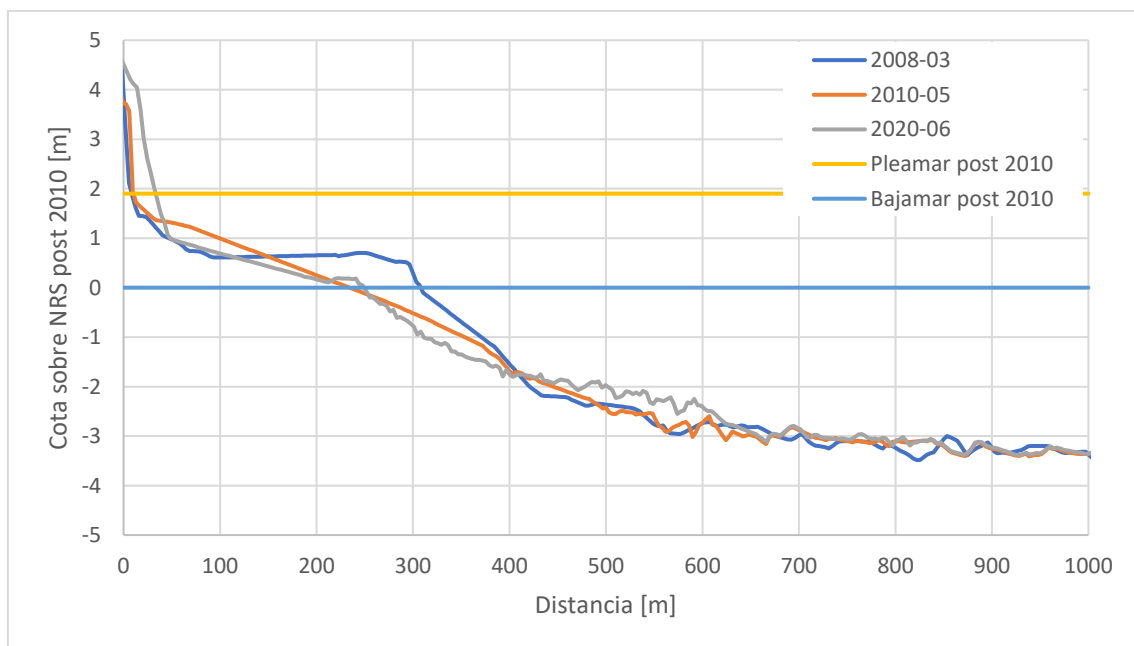


Figura 4.3. Perfiles transversales representativos respecto a NRS de 2010

Ajustes de perfil de equilibrio

Se ajustaron perfiles teóricos de equilibrio de dos tramos, que consideran un perfil de rotura y un perfil de asomeramiento (Inman *et al.*, 1993, citado en Bernabeu *et al.*, 2003), como se muestra en la Figura 4.4.

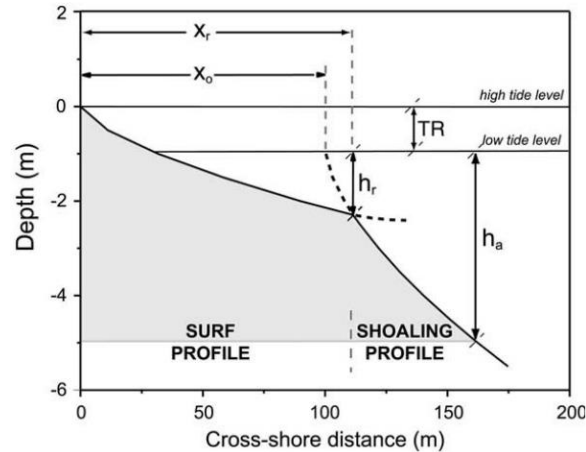


Figura 4.4. Modelo de perfil de equilibrio de dos tramos. Fuente: Bernabeu *et al.* (2003)

La expresión para el perfil de rotura corresponde a:

$$x = \left(\frac{h}{A_R} \right)^{3/2} + \frac{B}{A_R^{3/2}} h^3$$

La expresión para el perfil de asomeramiento corresponde a:

$$x - x_0 = \left(\frac{h}{C} \right)^{3/2} + \frac{D}{C^{3/2}} h^3$$

Donde

h: profundidad

x: distancia

A_R , B, C y D: parámetros de ajuste.

En estos ajustes se despreció el segundo término de las dos ecuaciones anteriores, es decir, los parámetros de ajuste B y D se consideraron iguales a 0, con lo que se obtuvieron ajustes teóricos de Dean (1977) para el perfil de rotura y para el perfil de asomeramiento.

No es posible ajustar un perfil de equilibrio en el levantamiento topobatimétrico de marzo de 2008 debido a que el embancamiento que se observa entre las cotas -0.5 m y -3.5 m de la Figura 4.2 está influenciado por los bajos exteriores de la desembocadura del estuario, específicamente el bajo del lado norte que se proyecta a lo largo de la playa. Este comportamiento no se observa en los perfiles posteriores al terremoto de 2010 debido a la menor influencia que tiene la desembocadura sobre la dinámica de la playa.

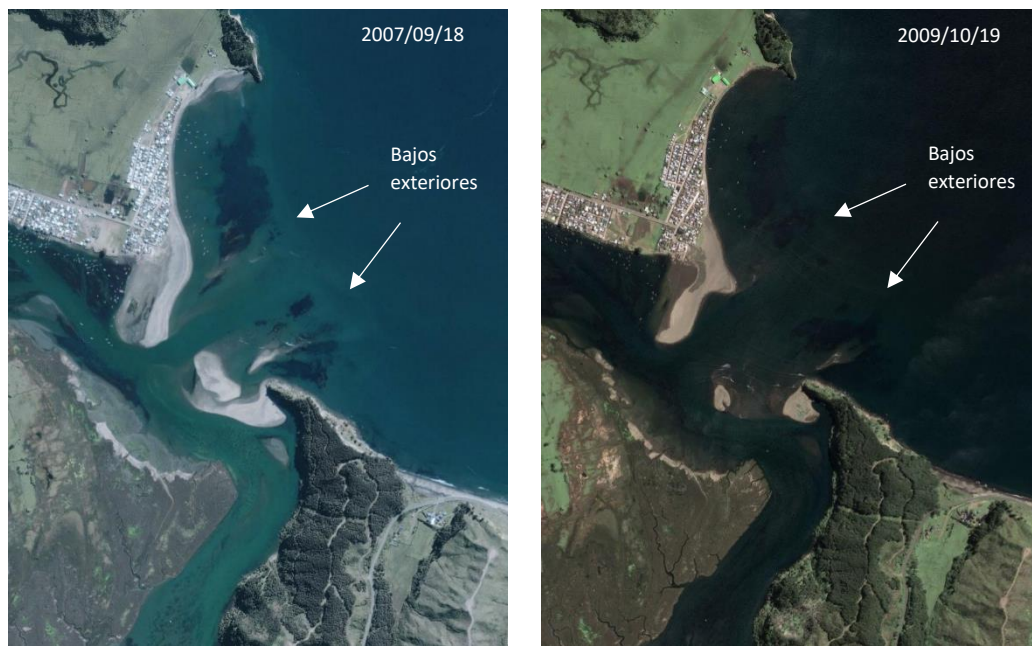


Figura 4.5. Influencia de bajos exteriores en playa Tubul antes del terremoto de 2010

En las siguientes figuras se presentan los ajustes de perfil de equilibrio para los levantamientos posteriores al terremoto de 2010.

Se observa una disminución del parámetro A a lo largo de los años, aunque no se aprecia un cambio significativo en el estado morfodinámico de la playa. Como se mostrará más adelante, el perfil es reflejante para los dos levantamientos batimétricos.

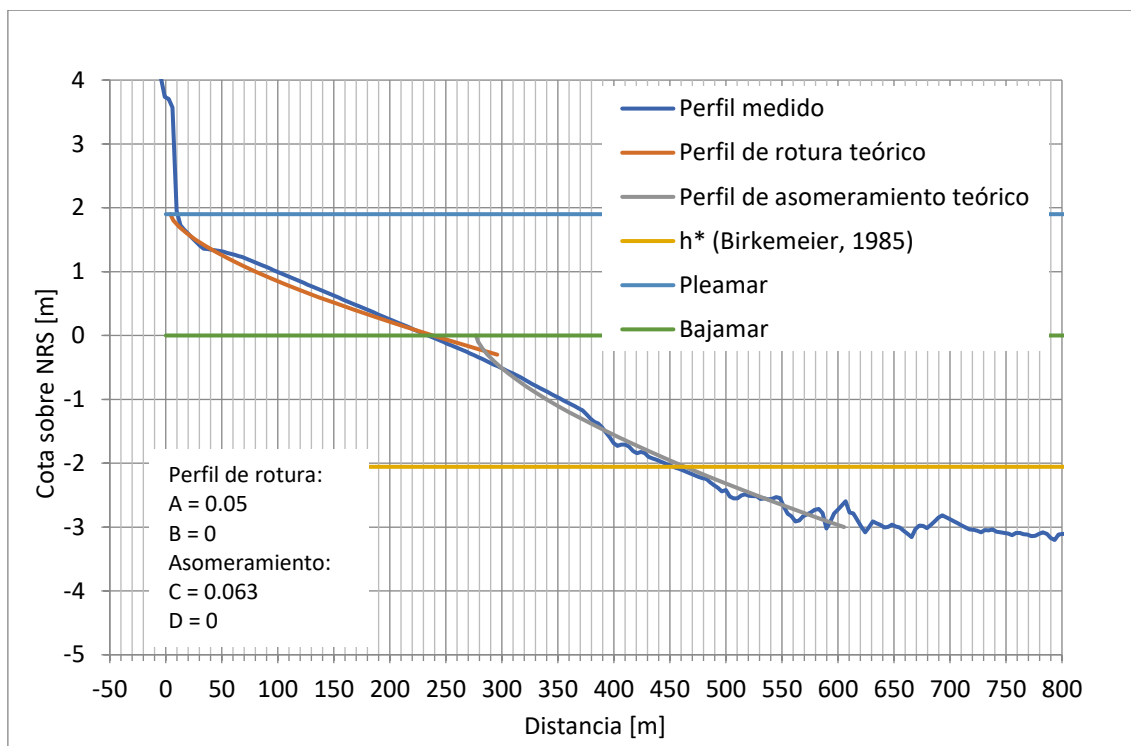


Figura 4.6. Ajuste de perfil de equilibrio para batimetría de mayo de 2010

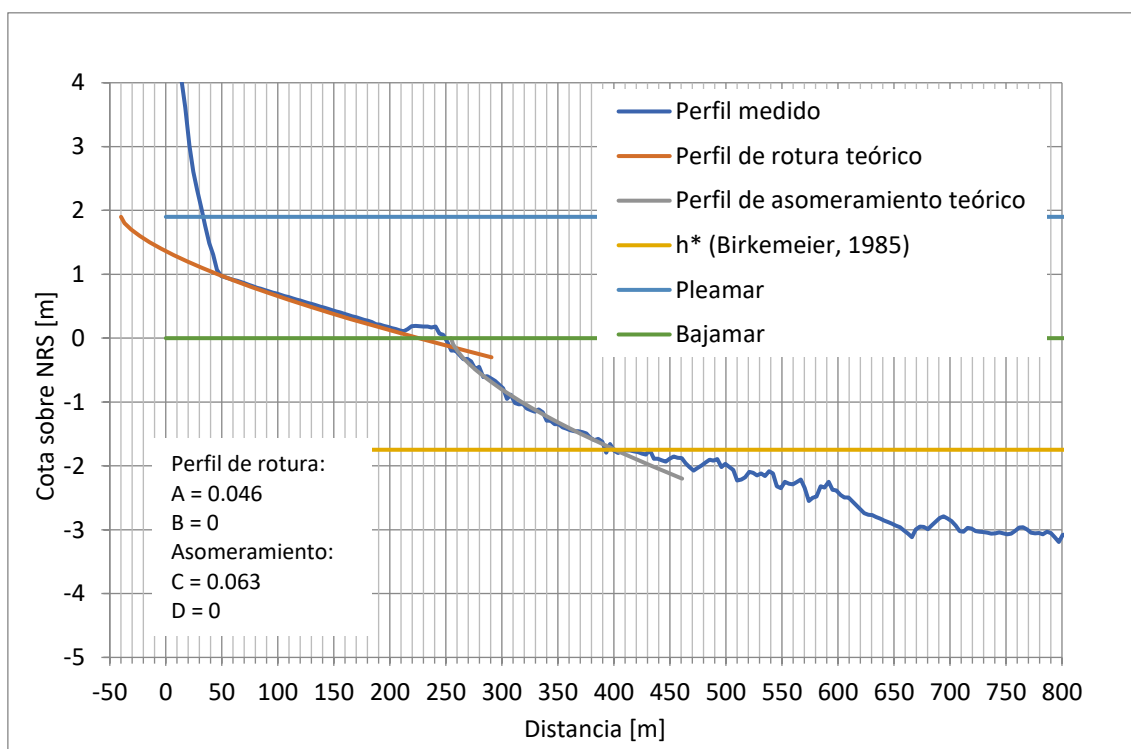


Figura 4.7. Ajuste de perfil de equilibrio para batimetría de junio de 2020

4.3. Planta de equilibrio

Se ajustaron plantas de equilibrio según el modelo parabólico propuesto por Hsu y Evans (1989) y siguiendo la metodología planteada por González y Medina (2001), que se presenta en el Sistema de Modelado Costero (SMC).

Primero se presentan ajustes a la playa principal del golfo de Arauco y luego se muestran los ajustes en la playa de Tubul para las condiciones anterior y posterior al terremoto de 2010.

A partir de un mapa de superficie libre obtenido de la propagación del oleaje medio al golfo de Arauco, se observan dos zonas de oleaje difractado luego de la transformación que sufren debido a la presencia de Punta Lavapié y de la isla Santa María.

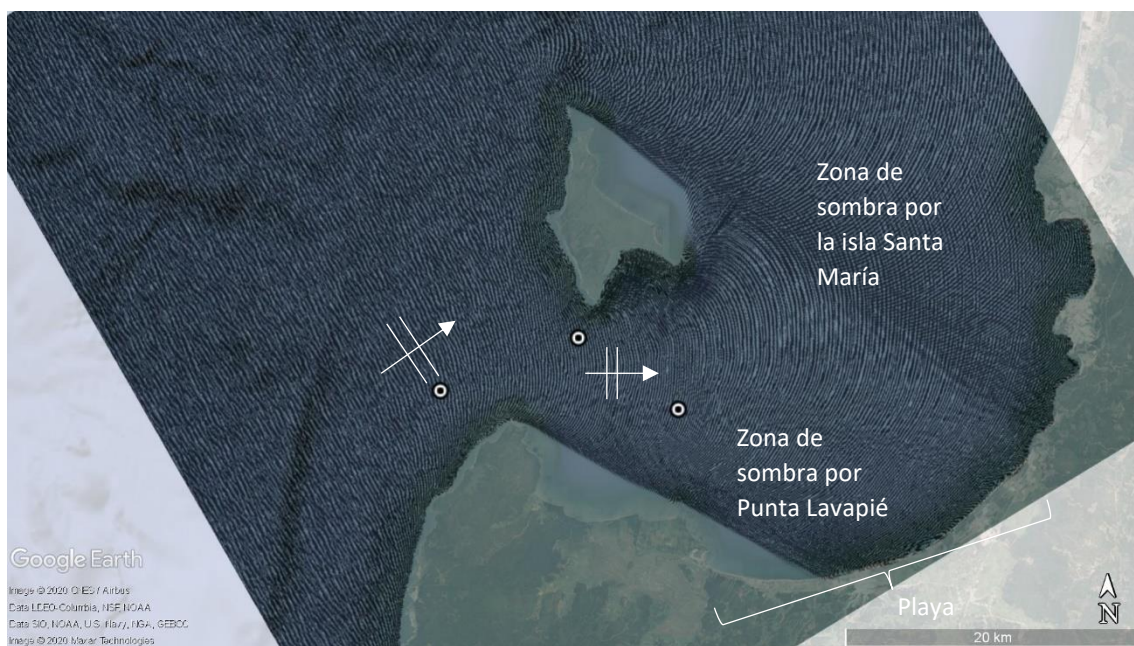


Figura 4.8. Frentes de oleaje medio que se propagan a la costa del golfo de Arauco

La playa principal del golfo está modelada por el oleaje que incide en la zona de sombra de Punta Lavapié, mientras que el efecto de la isla Santa María se aprecia en las bahías ubicadas al norte de la zona de interés.

La playa se ajusta a dos plantas de equilibrio con puntos de control que se muestran en la Figura 4.8. El lado norte de la playa recibe oleaje difractado desde un punto ubicado frente a Punta Lavapié, de coordenadas 621000;5890000, a una profundidad de 50 metros y dirección de flujo

medio de energía S57°W. El lado sur de la playa recibe oleaje difractado desde un punto ubicado al norte de Tubul, de coordenadas 637000;5888500, a una profundidad de 20 metros y dirección de flujo medio de energía W.

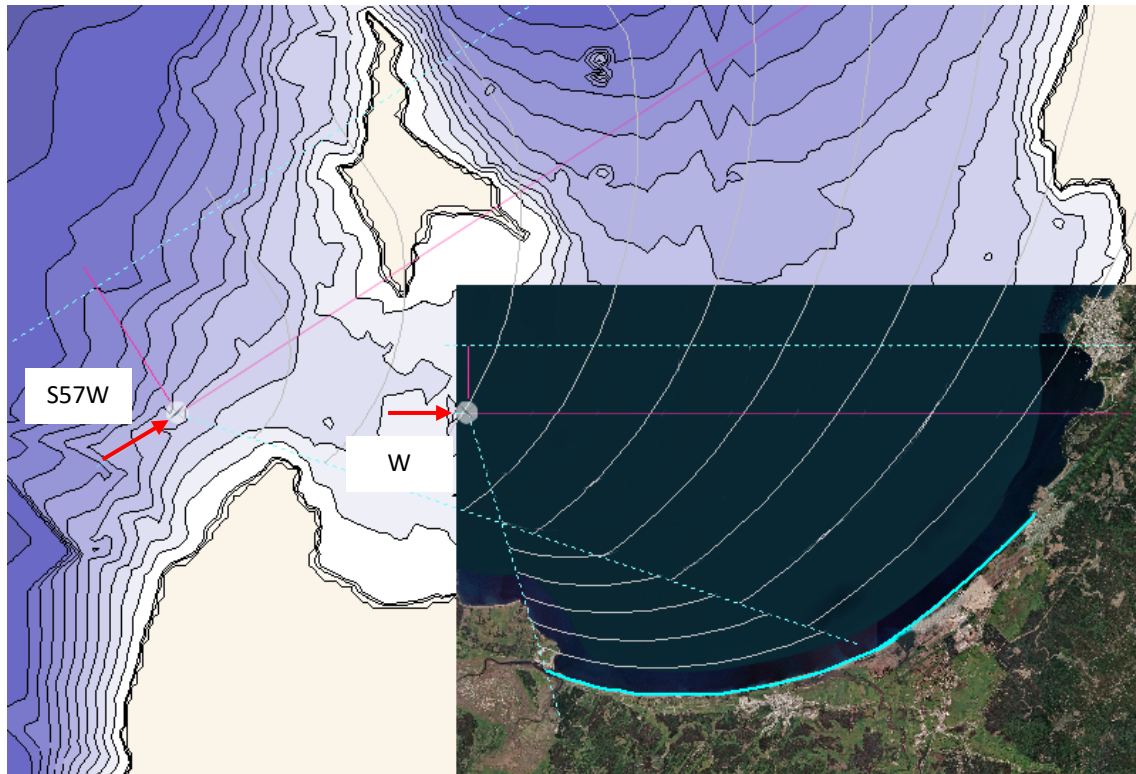


Figura 4.9. Ajuste de plantas de equilibrio de playa del golfo de Arauco

No se observan diferencias en el ajuste de planta de equilibrio entre la situación anterior y posterior al terremoto de 2010.

En el caso de la playa de Tubul, el ajuste de planta de equilibrio antes y después del terremoto de 2010 varía debido a un cambio en el patrón del oleaje incidente. Los mapas de superficie libre de oleaje medio muestran un retroceso del punto de difracción provocado por el alzamiento del terreno. En la Figura 4.10 se muestra su ubicación antes y después del terremoto de febrero de 2010.

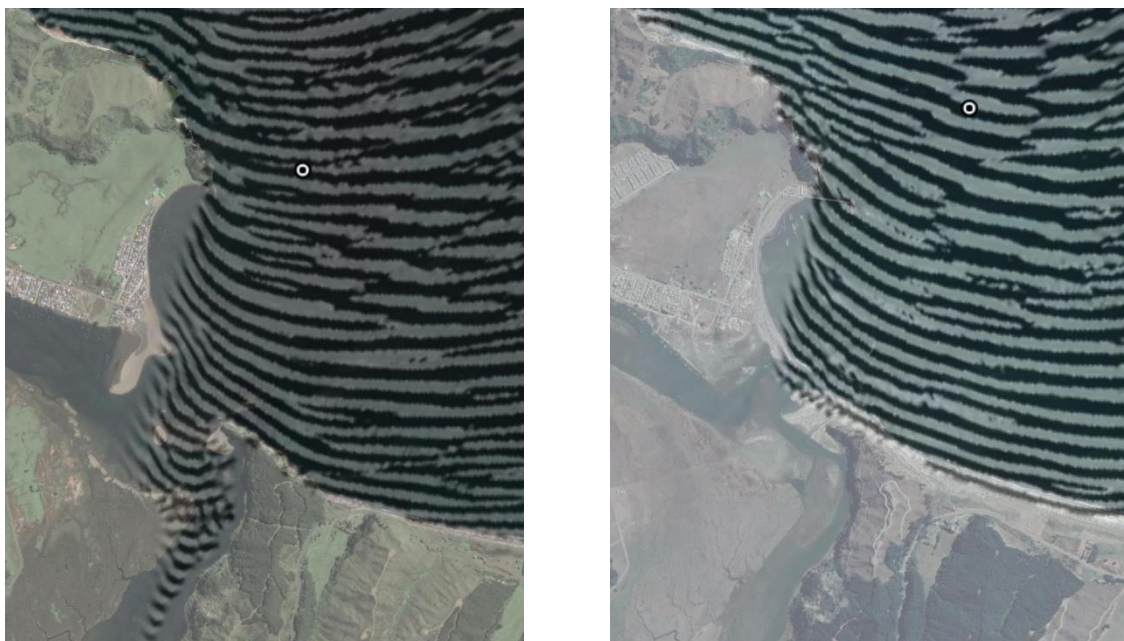


Figura 4.10. Superficie libre antes (izquierda) y después (derecha) del terremoto de 2010

El ajuste de planta de equilibrio de la playa de Tubul para la situación anterior al terremoto de 2010 tiene como punto de control las coordenadas 639210;5878950, a una profundidad de 5 metros bajo el nivel de bajamar, y donde se estima una dirección de flujo medio de energía de $N11^{\circ}E$.

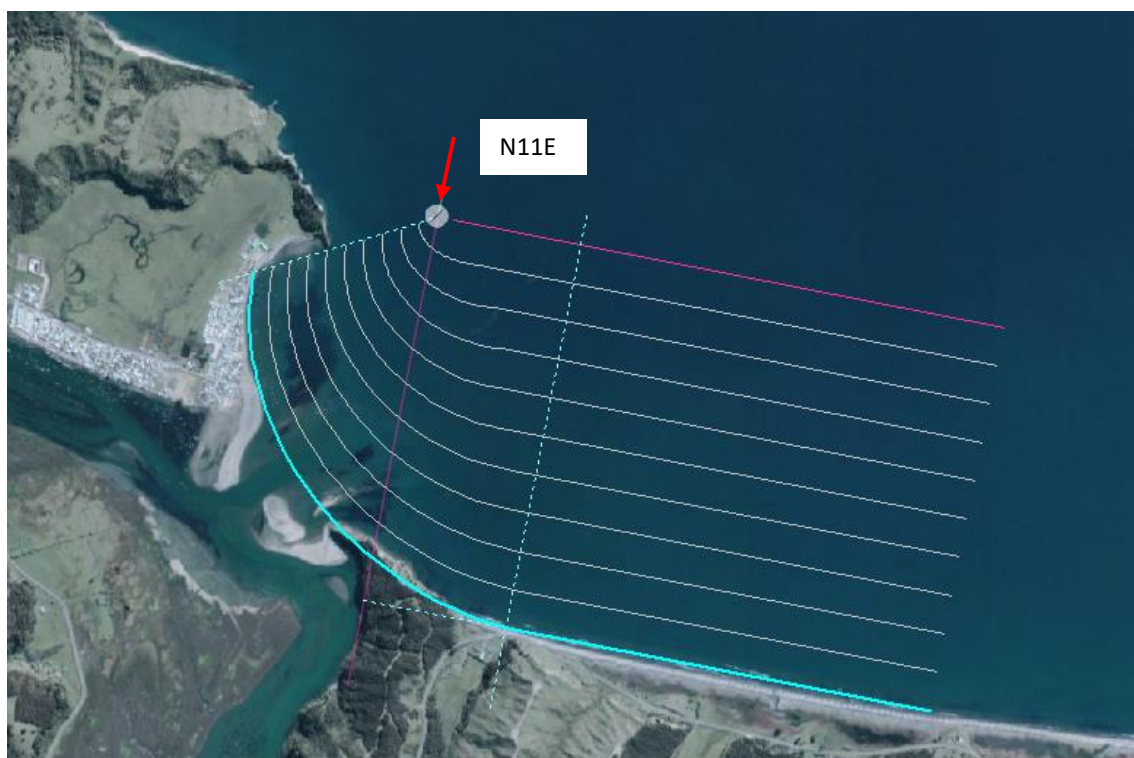


Figura 4.11. Ajuste de planta de equilibrio para situación de 2008

Se observa un buen ajuste para gran parte de la playa, sin embargo, el extremo norte no ajusta a la parábola de Hsu debido a la presencia de depósitos de sedimento que no fueron transportados y que se presentan emergidos en bajamar y sumergidos en pleamar.

Los ajustes de planta de equilibrio para los levantamientos batimétricos posteriores al terremoto de 2010 muestran que el alzamiento del terreno modificó la forma en que se transforma el oleaje incidente sobre la playa de Tubul. Como muestra la Figura 4.10, el cambio de dirección del oleaje provocado por una combinación de refracción y difracción, comienza más hacia el noreste, observándose el nuevo punto de control en las coordenadas 639480; 5879250 a una profundidad de 5 metros bajo el nivel de bajamar, y donde se estima una dirección de flujo medio de energía de $N11^{\circ}E$.

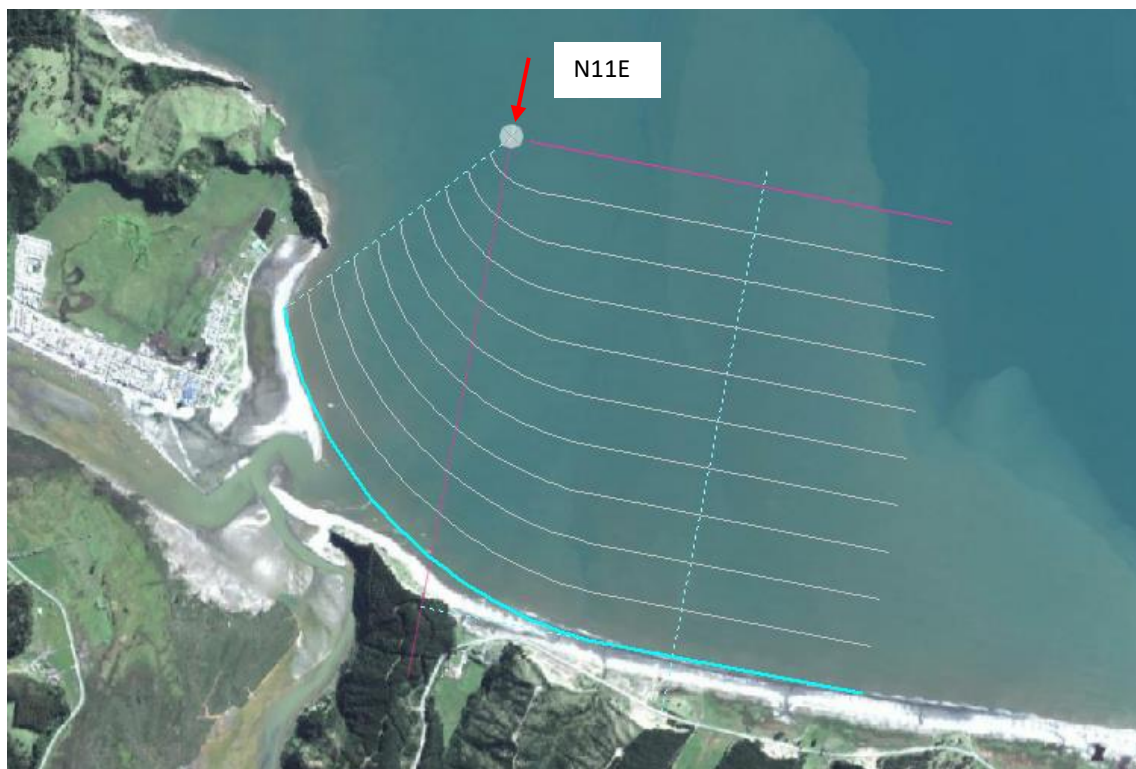


Figura 4.12. Ajuste de planta de equilibrio para situación de 2011

En el caso de la situación de marzo de 2018, el ajuste de planta de equilibrio muestra una discontinuidad de la línea de costa en la playa de Tubul, probablemente debido a dinámicas de la desembocadura que están movilizand sedimentos hacia el sur.



Figura 4.13. Ajuste de planta de equilibrio para situación de 2018

4.4. Estados morfodinámicos

El estado morfodinámico de una playa se puede definir mediante un parámetro medio adimensional de caída de grano (Wright *et al.*, 1985), obtenido mediante una media ponderada de los valores de adimensional de caída de grano previos al instante de evaluación del parámetro:

$$\bar{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^D \Omega_i 10^{i/\phi}}{\sum_{i=1}^D 10^{i/\phi}}$$

Donde

$\bar{\Omega}$: parámetro medio adimensional de caída de grano

$\Omega_i = \frac{H_{bi}}{\omega T_i}$: parámetro de caída de grano para el estado de mar i

H_{bi} : altura de ola en rotura para el estado de mar i

T_i : periodo asociado a la ola en rotura para el estado de mar i

$\omega = \omega(D_{50})$: velocidad de caída del grano

$\phi = 5$: pérdida de memoria del sistema, en días
 $D = 30$: periodo de observación, en días

Cada uno de los parámetros medios adimensionales de caída de grano se asocia a un estado morfodinámico. Para $\bar{\Omega} < 1.5$ se considera un perfil reflejante, para $\bar{\Omega} < 2.6$, terraza de bajamar, etc.

Se calcularon los estados morfodinámicos para los perfiles transversales representativos de cada levantamiento batimétrico, mostrados en la Figura 4.1 y en la Figura 4.2. Para mostrar la sensibilidad al tamaño de grano, se utilizaron dos valores; $D_{50} = 0.23$ mm según el documento “Análisis e informe de terreno desembocadura río Tubul VIII Región” (MOP, 2005) y $D_{50} = 0.50$ mm según caracterización de sedimentos del estudio “Prefactibilidad Construcción Infraestructura Portuaria Caleta Tubul, Comuna de Arauco” (MOP, 2009). La ubicación de estos muestreos se presenta en la Figura 4.14. Se calculó la ocurrencia del parámetro medio adimensional de caída de grano estimado para cada mes dentro de la serie de oleaje propagado, obteniendo los estados morfodinámicos de la playa para la situación anterior y posteriores al terremoto de 2010.



Figura 4.14. Ubicación de muestras de sedimento

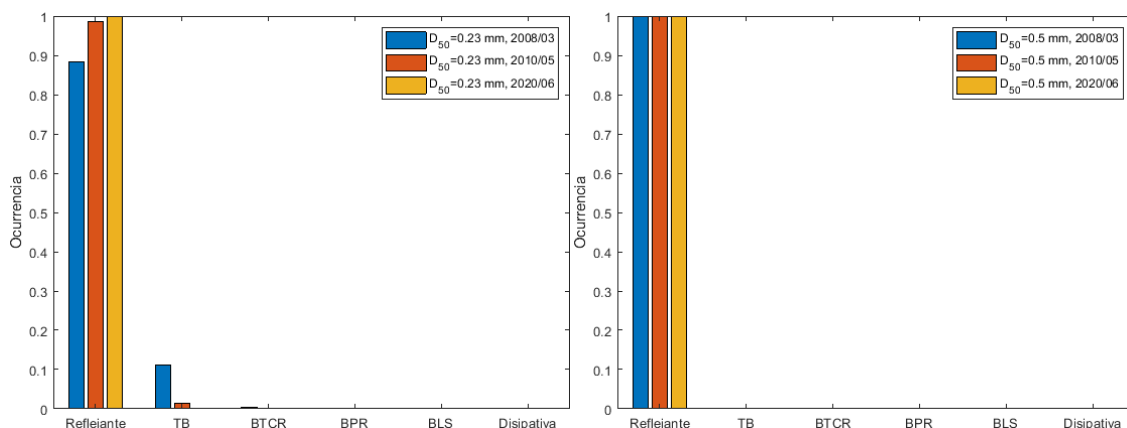


Figura 4.15. Distribución de estados morfodinámicos para $D_{50}=0.23$ mm (izquierda) y $D_{50}=0.50$ mm (derecha)

Se observa una clara tendencia a un perfil reflejante para los tamaños medios de sedimentos medidos en las distintas campañas y para las tres batimetrías y oleajes estimados para el sector, no observando diferencias significativas entre la situación anterior y posterior al terremoto de 2010.

4.5. Conclusiones de la dinámica litoral

La dinámica de la playa de Tubul se encuentra fuertemente influenciada por su posición en el extremo poniente del golfo de Arauco, la presencia de la isla Santa María y la interacción con la desembocadura del estuario Tubul – Raquí.

En la condición anterior al terremoto del 27 de febrero de 2010, la playa respondía a la difracción generada por encontrarse en el extremo poniente de la playa mayor del golfo y por la presencia de bajos exteriores de la desembocadura del estuario, que interferían en la forma del perfil y de la planta de la playa.

El alzamiento del terreno producto del terremoto de 2010 modificó la dinámica de la playa al cambiar la posición del punto de difracción y disminuir del efecto de la desembocadura, lo que generó que la corriente que circula de norte a sur se hiciera más relevante en la formación de una barra emergida que alargó la playa hacia el sur, cambiando la posición de la desembocadura hacia el sureste.

No obstante los cambios generados por el alzamiento del terreno, la playa mantiene un comportamiento de perfil reflejante, debido a la relación entre el sedimento y el oleaje incidente.

5. Dinámica estuarina

5.1. Metodología de análisis

El análisis de la dinámica del estuario consiste en una comparación del prisma de marea y de la sección de la desembocadura para las condiciones anterior y posterior al terremoto del 27 de febrero de 2010. Para esto se aplicó una metodología que obtiene resultados del modelamiento hidrodinámico del estuario, forzado por la variación del nivel del mar producto de la marea.

Se ejecutaron los modelamientos en base a tres levantamientos topobatimétricos correspondientes a marzo de 2008, mayo de 2010 y marzo de 2018. Los dos primeros escenarios fueron calibrados con datos obtenidos de mediciones de mareógrafos de campañas de terreno contemporáneas a los levantamientos topobatimétricos.

Los volúmenes de prisma de marea obtenidos para cada escenario se compararon con las secciones de desembocadura de cada levantamiento topobatimétrico. Estas variaciones permiten ponderar el efecto del alzamiento del terreno en la dinámica del estuario Tubul – Raqui producto del terremoto de 2010.

5.2. Prisma de marea y sección de desembocadura

Para el modelamiento hidrodinámico del estuario se utilizó el módulo FLOW de la suite Delft3D, que resuelve las ecuaciones de continuidad y de cantidad de movimiento en dos y tres dimensiones. En este estudio se empleó un modelo bidimensional promediado en la vertical (2DH) debido a que la zona de interés corresponde a un estuario de aguas poco profundas.

Para ejecutar el modelo hidrodinámico es necesaria la discretización del dominio a través de la creación de una malla de cálculo según la geometría del estudio para luego superponer la topografía y la batimetría de la zona de estudio. Se generó una malla curvilínea ortogonal en coordenadas cartesianas. En la Figura 5.1 se muestra el levantamiento de 2008 ingresado al modelo, que incluye al estuario y parte de la zona marítima para permitir el forzamiento por variación de la marea.

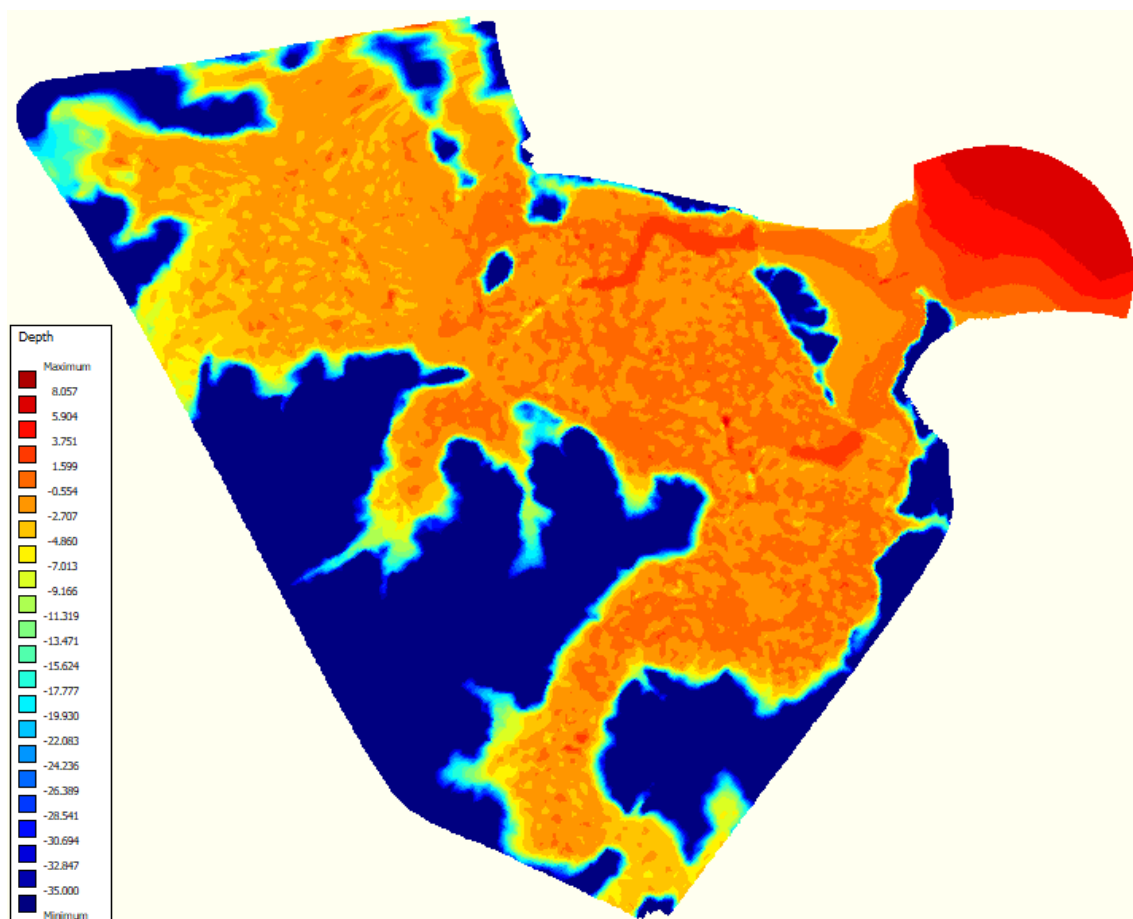


Figura 5.1. Batimetría de la zona de estudio para modelo hidrodinámico de 2008

Los modelos se forzaron con variación del nivel del mar producto de la marea obtenida de la base de datos GOT (Global Ocean Tide) para la marea astronómica y la base de datos GOS (Global Ocean Surges) para la marea meteorológica, ambas desarrolladas por el Instituto de Hidráulica Ambiental de la Universidad de Cantabria, IH Cantabria. Debido a que estas series de datos se extienden hasta el 31 de diciembre de 2008, se amplió la serie de marea astronómica hasta la actualidad con la herramienta t-tide y se aplicó una corrección por marea meteorológica estimada para cada uno de los tres periodos de modelación.

Los parámetros de calibración del modelo hidrodinámico corresponden al coeficiente de fricción de Chézy y a la viscosidad de remolino. Para las ejecuciones de cada uno de los tres escenarios modelados se utilizaron los valores mostrados en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Parámetros de calibración de ejecuciones del modelo

Coeficiente de Chézy (C)	Viscosidad de remolino (ϵ)
30 m ^{0.5} /s	1 m ² /s
30 m ^{0.5} /s	20 m ² /s
50 m ^{0.5} /s	10 m ² /s
50 m ^{0.5} /s	50 m ² /s
65 m ^{0.5} /s	1 m ² /s
65 m ^{0.5} /s	20 m ² /s

Las estimaciones de superficie libre del modelo se compararon con mediciones de mareógrafos instalados en dos distintas campañas de terreno. La primera correspondió al periodo del 17 al 31 de enero de 2008 y la segunda, del 17 de mayo al 16 de junio de 2010. En la Figura 5.2 se muestra la ubicación de cada uno de estos instrumentos. El primero se ubicó en el puente sobre el río Tubul y el segundo, frente al fondeadero ubicado aguas arriba de la desembocadura.



Figura 5.2. Ubicación de mareógrafos para calibración de modelos

En la Figura 5.3 y en la Figura 5.4 se muestra en azul la marea considerada como condición de contorno del modelo, que corresponde a las mareas vivas del periodo de las mediciones de terreno. En rojo se destacan las mediciones de los mareógrafos y en otros colores las superficies libres estimadas en la ubicación de los instrumentos.

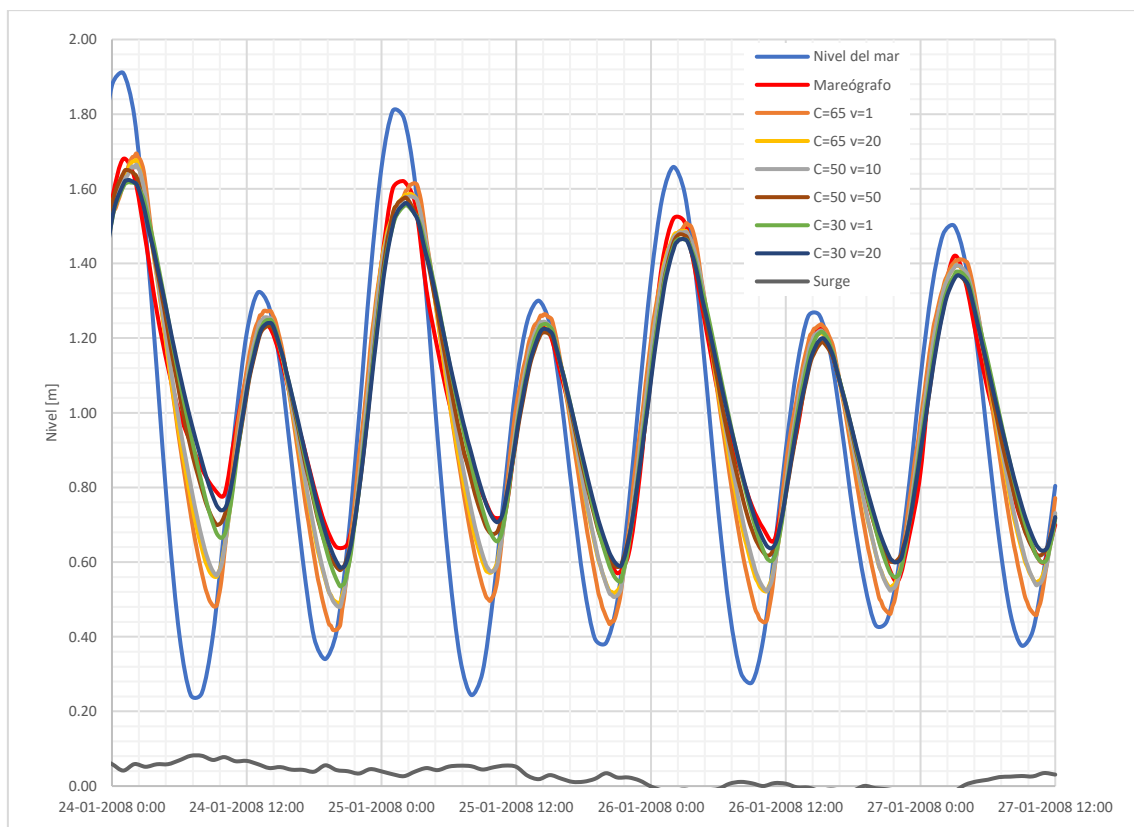


Figura 5.3. Nivel del mar y superficie libre para escenario 2008

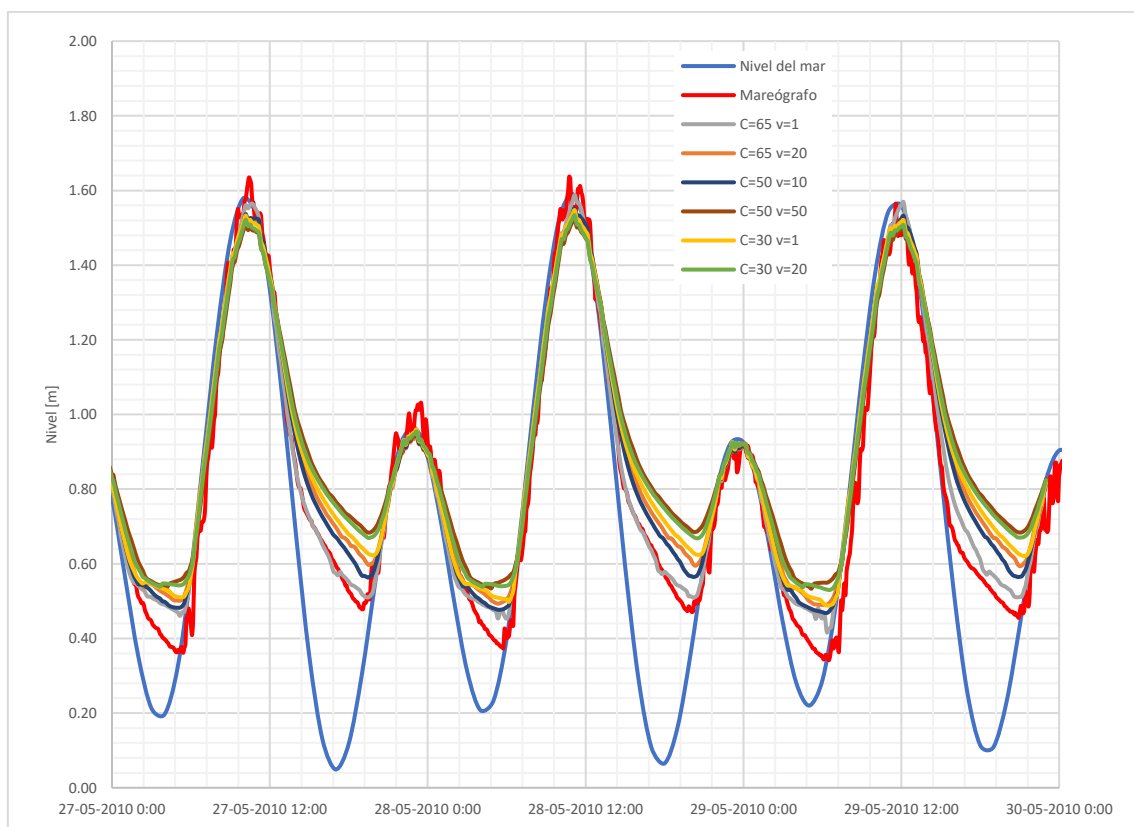


Figura 5.4. Nivel del mar y superficie libre para escenario 2010

Visualmente, se observa un ajuste aceptable, mostrando mayores diferencias entre lo medido y lo modelado para los niveles de marea más baja. En los gráficos anteriores no se muestra el tiempo de “calentamiento” del modelo, periodo en que los resultados entregados no son comparables con los datos medidos.

La calidad del ajuste se midió a partir de índices estadísticos ampliamente utilizados que comparan los datos medidos de los datos simulados. Además del coeficiente de determinación (R^2) y de la correlación, se calculó el sesgo (BIAS), eficiencia de Nash-Sutcliffe, raíz del error cuadrático medio y el error absoluto medio, que se definen a continuación.

Coeficiente de determinación (R^2): describe el grado de colinealidad entre la información simulada y medida. Además, R^2 describe la proporción de variación de los resultados que el modelo es capaz de explicar. R^2 puede variar entre 0 y 1, siendo los valores cuanto más próximos a 1 los que indican un mejor ajuste del modelo.

Correlación: indica la fuerza y la dirección de una relación lineal y proporcionalidad entre dos variables estadísticas. Valores del índice entre 0 y 1 indican una correlación positiva, siendo 1 una correlación positiva perfecta.

Sesgo (BIAS): error sistemático resultado de la desviación en la estimación del modelo. Cuanto menor sea el valor BIAS, más preciso serán los resultados del modelo.

Eficiencia de Nash-Sutcliffe: estadística normalizada que determina la magnitud relativa de la varianza residual (ruido) comparada con la varianza de los datos medidos. Puede tomar infinitos valores negativos hasta 1, siendo 1 un ajuste perfecto. Valores entre 0 y 1 son considerados generalmente como ajustes aceptables.

Raíz del error cuadrático medio (RMSE): mide la diferencia entre valores simulados y valores medidos, por lo tanto, cuanto más cercano a 0, mejor será el ajuste. Su resultado tiene las mismas unidades que la variable de interés.

Error absoluto medio (MAE): similar al RMSE pero con valores menores.

Los índices de bondad de ajuste para cada par de parámetros de calibración se presentan en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2. Índices de bondad de ajuste de escenarios 2008 y 2010

Escenario	Parámetros estadísticos	Parámetros de calibración					
		C=30 - $\varepsilon=1$	C=30 - $\varepsilon=20$	C=50 - $\varepsilon=10$	C=50 - $\varepsilon=50$	C=65 - $\varepsilon=1$	C=65 - $\varepsilon=20$
2008	R ²	0.9675	0.9720	0.9619	0.9793	0.9270	0.9613
	Correlación	98.36%	98.59%	98.07%	98.96%	96.28%	98.05%
	BIAS	-0.001	0.006	-0.023	-0.007	-0.037	-0.028
	Eficiencia N-S	0.9667	0.9711	0.9379	0.9786	0.8486	0.9322
	RMSE [m]	0.054	0.051	0.074	0.043	0.116	0.077
	MAE [m]	0.042	0.039	0.057	0.035	0.091	0.058
2010	R ²	0.9673	0.9635	0.9780	0.9590	0.9778	0.9729
	Correlación	98.35%	98.16%	98.89%	97.93%	98.89%	98.64%
	BIAS	0.074	0.089	0.055	0.095	0.031	0.067
	Eficiencia N-S	0.9137	0.8805	0.9484	0.8622	0.9692	0.9285
	RMSE [m]	0.103	0.121	0.079	0.130	0.061	0.093
	MAE [m]	0.084	0.099	0.066	0.106	0.047	0.077

Todas las ejecuciones muestran índices de bondad de ajuste aceptables, por lo que se utilizará el modelo calibrado con coeficiente de Chézy igual a $50 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$ y viscosidad de remolino de $10 \text{ m}^2/\text{s}$.

Estimación del prisma de marea

A partir del volumen que pasa por la desembocadura se obtiene el prisma de marea para una onda de marea propagada para cada uno de los pares de parámetros de calibración. En las siguientes figuras se muestra en azul el nivel del mar propagado y en otros colores, el volumen que pasa por la desembocadura. El prisma de marea corresponde a la diferencia entre el volumen máximo y el mínimo para medio periodo de la onda de marea, es decir, entre una bajamar y una pleamar.

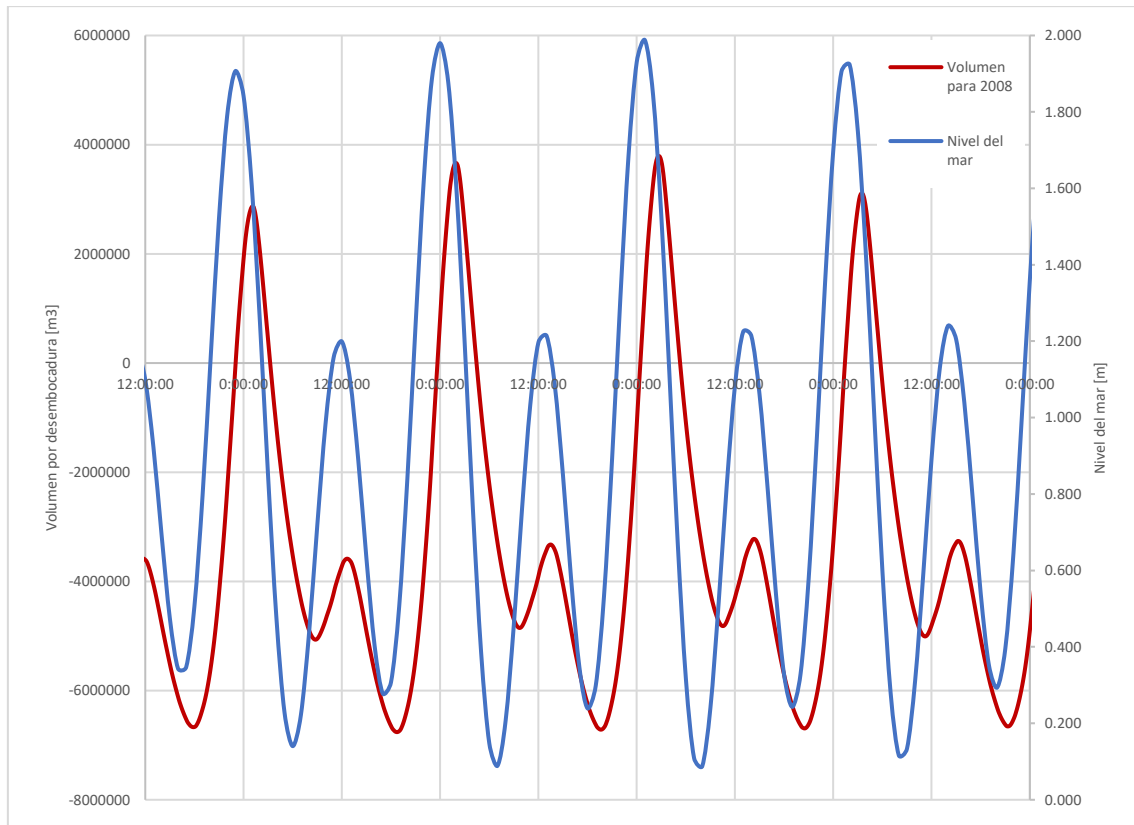


Figura 5.5. Volumen de agua que pasa por la desembocadura antes del terremoto de 2010

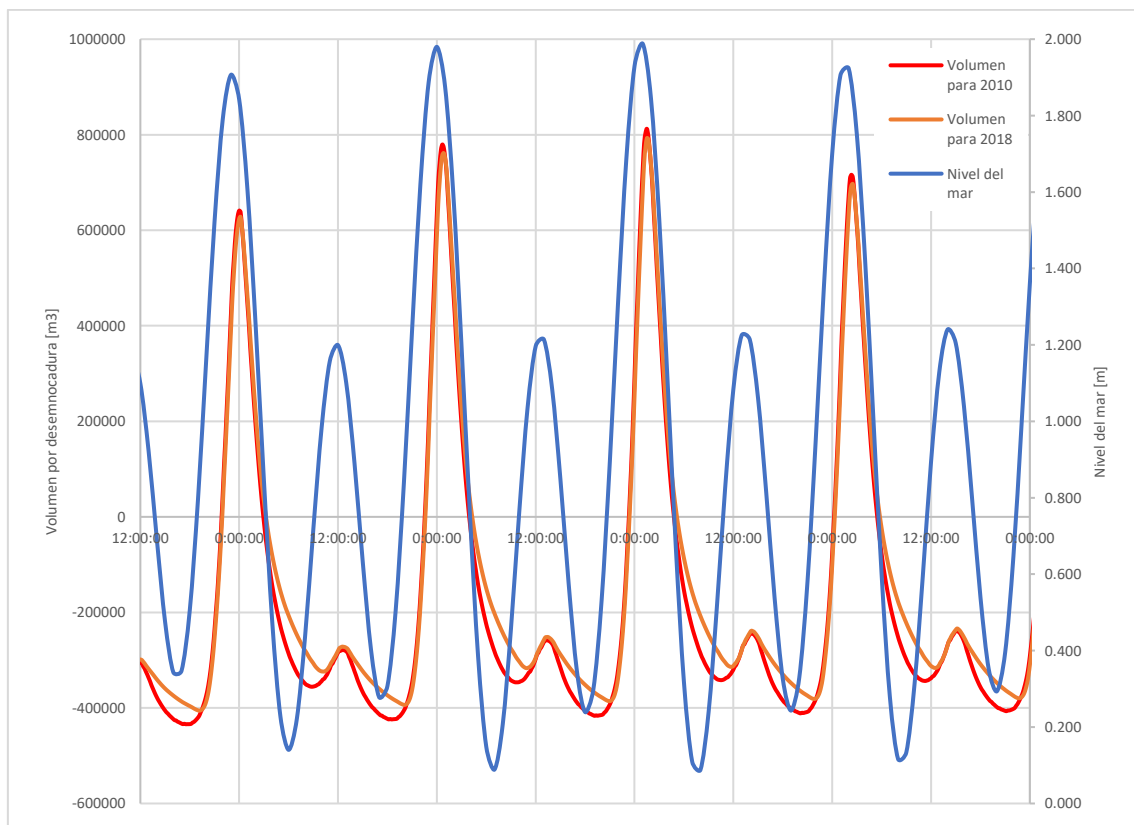


Figura 5.6. Volumen de agua que pasa por la desembocadura después del terremoto de 2010

De los volúmenes que pasan por la desembocadura obtenidos para la serie de mareas vivas mostradas en las figuras anteriores, se obtienen los siguientes prismas de mareas para cada escenario y su comparación respecto a la situación anterior al terremoto de 2010.

Tabla 5.3. Prisma de marea y proporción respecto a escenario 2008

	2008	2010	2018	2010 / 2008	2018 / 2008
Prisma de marea [m3]	10507550	1228997	1178544	11.7%	11.2%

El prisma de marea se redujo un 89% respecto al valor anterior al terremoto de 2010, ya sea para el levantamiento topobatimétrico de mayo de 2010 como para el levantamiento de marzo de 2018.

Comparación de secciones de desembocadura

Se compararon las secciones de desembocadura del estuario al nivel de marea media para los levantamientos topobatimétricos de marzo de 2008, mayo de 2010 y marzo de 2018, que se obtuvieron en la ubicación que se muestra en la Figura 5.7 y cuyos resultados se presentan en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4. Secciones de desembocadura y proporción respecto a escenario 2008

	2008	2010	2018	2010 / 2008	2018 / 2008
Sección al NMM [m2]	444	397	126	89%	28%

De la revisión de las ortofotos de la sección 2.2, no se observan cambios en la posición y forma de la desembocadura, por lo tanto, se puede asumir que el escenario 2008 corresponde a una sección de equilibrio. Pocos meses después del terremoto de febrero de 2010 se observa una diferencia de un 11% de sección de desembocadura respecto al levantamiento de marzo de 2008, sin embargo, en el levantamiento de marzo de 2018, la diferencia es de un 72%.

Sección de desembocadura según método empírico

O'Brien (1969) propone una relación entre el prisma de marea y la sección de desembocadura:

$$A = 6.65 \cdot 10^{-2} \Omega$$

Donde:

A: Área de desembocadura a nivel de marea media [km^2]

Ω : Prisma de marea estimado en marea viva [km^3]

Con los prismas de marea mostrados en la Tabla 5.3, se obtienen secciones de desembocadura mayores para la situación anterior al terremoto de 2010 y menores para la situación posterior.

Tabla 5.5. Secciones de desembocadura según O'Brien (1969)

	Antes del terremoto de 2010	Después del terremoto de 2010
Prisma de marea [m^3]	10500000	1200000
Prisma de marea [km^3]	0.0105	0.0012
Sección [m^2]	698	80
Diferencia con 2008 y 2018	57%	-37%

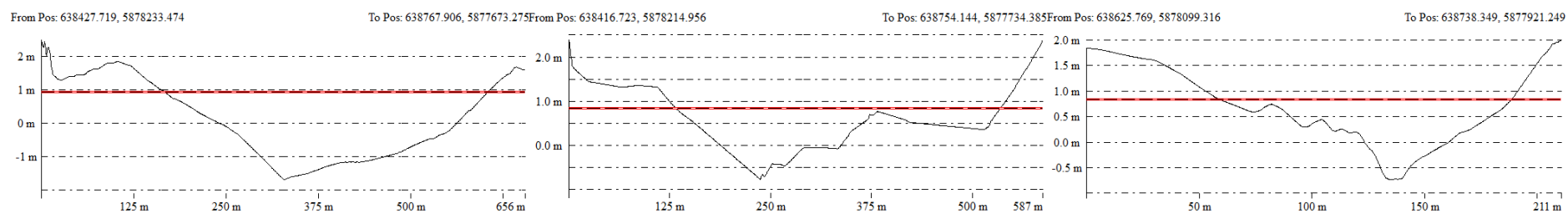
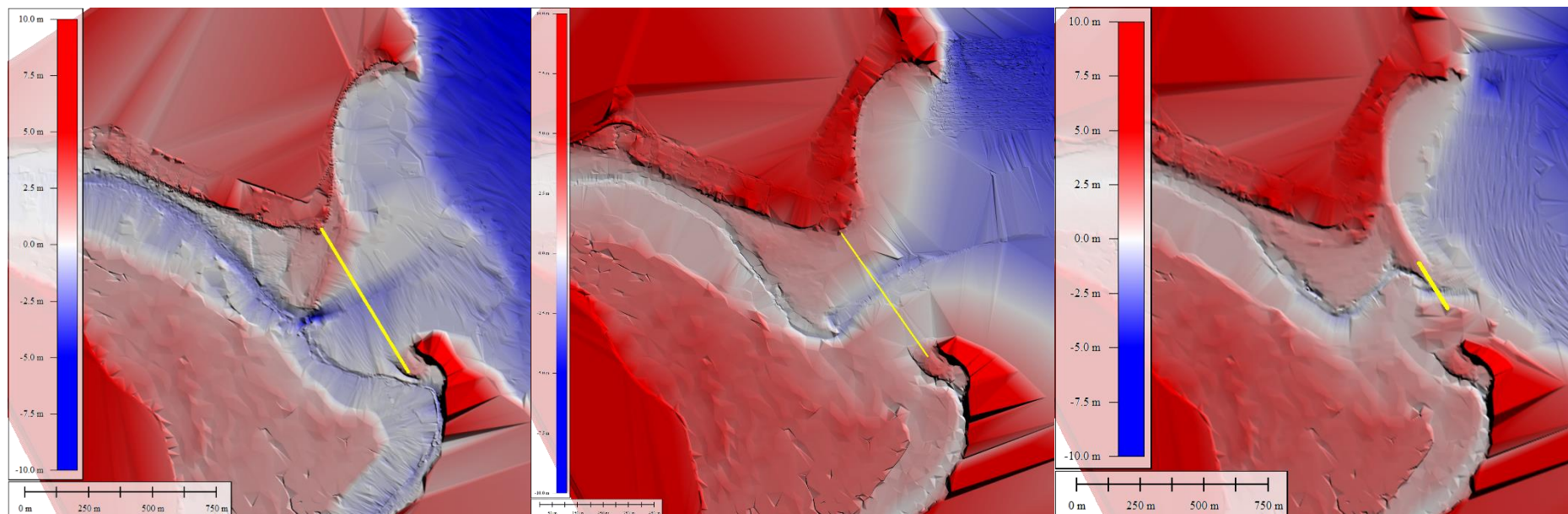


Figura 5.7. Sección de desembocadura de batimetrías de marzo de 2008 (izquierda), mayo de 2010 (centro) y marzo de 2018 (derecha)

5.3. Conclusiones de la dinámica estuarina

El alzamiento del terreno producto del terremoto de febrero de 2010, estimado en 1.30 m, provocó la disminución de un 89% del prisma de marea del estuario Tubul – Raqui.

De la revisión de ortofotos anteriores al evento sísmico se puede constatar que la sección de desembocadura del levantamiento topobatimétrico de marzo de 2008 corresponde a una sección de equilibrio. Si se compara con las áreas de desembocadura de los levantamientos de mayo de 2010 y de marzo de 2018, se observa una superficie 11% menor para el primer caso y un 72% menor para el segundo escenario.

La baja diferencia de sección con el levantamiento realizado menos de tres meses después del terremoto indica que la desembocadura estaba en desequilibrio, tendiendo a la baja debido a la brusca disminución del prisma de marea producto del alzamiento del terreno.

En el caso del área de desembocadura del levantamiento de marzo de 2018, su mayor diferencia respecto a la condición previa al terremoto muestra una bocana más cerca de su sección de equilibrio, destacándose que incluso ya no se desarrolla en el mismo lugar que lo observado en los dos levantamientos anteriores, sino que más al sureste debido a la mayor influencia que tienen las corrientes de la playa por un menor prisma de marea. Como se vio en el apartado de evolución histórica, la tendencia a una desembocadura con estas características se observa en los años 2011 y 2012, y posteriormente desde el año 2016 hasta la intervención artificial que se realizó el año 2019.

La sección de equilibrio de la desembocadura es proporcional al prisma de marea, por lo tanto, se espera un área cercana al 89% de la sección medida en marzo de 2008, sección menor a la obtenida del levantamiento de marzo de 2018.

La estimación de sección de desembocadura según O'Brien (1969) entrega valores mayores para la situación anterior al terremoto de 2010, mientras que para la condición actual se espera una sección de equilibrio menor que la propuesta por el método empírico.

6. Modelo morfodinámico de funcionamiento

Situación anterior al terremoto de febrero de 2010

La playa de Tubul estuvo fuertemente influenciada por la interacción entre la desembocadura del estuario y el sistema de corrientes.

La corriente proveniente del norte de Punta Tubul generaba un vórtice frente a la playa de Tubul, que al mismo tiempo interactuaba con los bajos exteriores formados por la capacidad de transporte del prisma de marea. Por el lado sur de la desembocadura, la corriente en dirección este a oeste generada por el gradiente de altura de ola interactuaba con el bajo exterior del lado sur.

La desembocadura se encontraba en equilibrio, con poca variación en la ubicación y forma de la sección y de los bajos exteriores.

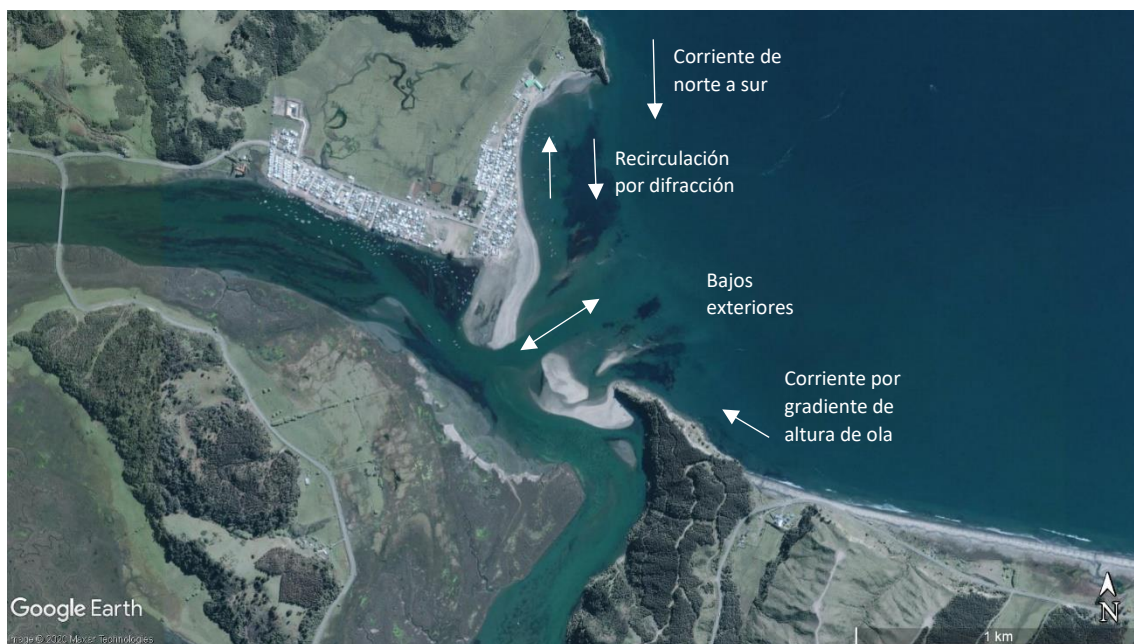


Figura 6.1. Esquema de modelo morfodinámico anterior al terremoto de 2010

Situación posterior al terremoto de febrero de 2010

El alzamiento del terreno provocado por el terremoto de 2010 provocó una abrupta disminución del prisma de marea del estuario Tubul – Raqui, por lo que la playa se ve menos influenciada por la dinámica de la desembocadura, tomando más importancia las corrientes generadas por el oleaje.

La corriente proveniente del norte de Punta Tubul genera un vórtice frente a la playa de Tubul, que al mismo tiempo provoca el avance de la playa hacia el sur a través de la formación de una barra emergida. La disminución del prisma de marea induce la disminución de la sección de la desembocadura y su cambio de posición hacia el sureste. No se observan bajos exteriores que afecten en mayor medida al sistema de corrientes de la playa.

Por el lado sur de la desembocadura, y de menor magnitud que la proveniente del lado norte, se mantiene la corriente en dirección este a oeste generada por el gradiente de altura de ola.



Figura 6.2. Esquema de modelo morfodinámico posterior al terremoto de 2010

7. Conclusiones

Se analizó la dinámica marina, la dinámica litoral y la dinámica estuarina de la playa de Tubul y del estuario Tubul – Raqui en la condición anterior y posterior al terremoto del 27 de febrero de 2010, y en la situación actual.

Se elaboró un modelo morfodinámico de funcionamiento de la playa y del estuario y se evaluaron los cambios provocados por el terremoto del 2010 hasta la actualidad.

El alzamiento del terreno provocado por el terremoto de 2010 generó una disminución del prisma de marea del estuario Tubul – Raqui que modificó la morfodinámica del sistema playa – desembocadura, debido a la alteración de la interacción entre las dinámicas de las corrientes por oleaje y la dinámica del estuario forzada por la marea.

Se observó que antes de febrero de 2010, la dinámica del sistema mantenía una playa y desembocadura de forma y ubicación estables, mientras que después del evento sísmico, la forma en planta y perfil de la playa cambió y la desembocadura ha tenido constantes cambios debido a la búsqueda de un nuevo equilibrio del sistema, y de intervenciones artificiales en la bocana para mejorar las condiciones de navegación.

En futuras intervenciones en la playa y desembocadura, es necesario considerar la nueva sección de equilibrio de la desembocadura del estuario, directamente relacionada con el nuevo volumen del prisma de marea que alimenta al estuario Tubul – Raqui.

8. Agradecimientos

El autor agradece al Instituto de Hidráulica Ambiental IHCantabria y a la Dirección de Obras Portuarias del Ministerio de Obras Públicas de Chile por la valiosa información facilitada para el desarrollo de este trabajo.

9. Referencias

Bernabeu, A.M., R. Medina, C. Vidal (2003) A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences. **Marine Geology. 197.**

MOP (2005) **Análisis e informe de terreno desembocadura río Tubul VIII Región.** Ministerio de Obras Públicas. Chile. Realizado por Instituto Nacional de Hidráulica. Chile.

MOP (2009) **Estudio de Prefactibilidad Construcción Infraestructura Portuaria Caleta Tubul, Comuna de Arauco.** Ministerio de Obras Públicas. Chile. Realizado por AFC Consultores Ltda.

MOP (2011) **Diseño de Ingeniería Construcción Infraestructura Portuaria Caleta Tubul.** Ministerio de Obras Públicas. Chile. Realizado por GHD S.A.

O'Brien, M.P. (1969) Equilibrium flow areas of inlets on sandy coasts. **Journal of the Waterways and Harbors Division. 6405.**